

CARTA GEOLOGICA DELLA REGIONE CAMPANIA

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA alla scala 1:10.000

Fogli 465 e 464

ISOLA DI PROCIDA

A cura di:

aree emerse

L. Fedele¹, V. Morra¹, A. Perrotta¹,

C. Scarpati¹ (Isola di Procida)

A. Sbrana² (Isola di Vivara)

aree marine costiere da 0 a -30 m

M.L. Putignano³⁻⁶, P.E. Orrù⁴,

M. Schiattarella⁵ (Isola di Procida)

M.L. Putignano³ (Isola di Vivara)

aree marine oltre i -30 m

G. Aiello⁶, F. Budillon⁶, A. Conforti⁶ B. D'Argenio¹⁻⁶

Con i contributi di:

aree emerse:

D. Calcaterra⁷

geologia applicata (Isola di Procida)

per le aree marine costiere (da 0 a -30 m):

A. Sgrosso⁶, E. Vecchio¹

stratigrafia e biocenosi (**Isola di Procida**)

¹ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II"

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa

³ Regione Campania - Settore Difesa del Suolo

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Cagliari

⁵ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata

⁶ Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), CNR, Napoli

⁷ Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Geotecnica ed Ambientale,
Università degli Studi di Napoli "Federico II"

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Campania: L. Monti

Aree emerse:

Isola di Procida:

Coordinatore scientifico: **B. D'Argenio**

Direttore del rilevamento: **V. Morra**

Responsabile dell'informatizzazione: **M.L. Putignano, F. Terlizzi**

Isola di Vivara:

Coordinatore scientifico e Direttore del rilevamento: **A. Sbrana**

Responsabile dell'informatizzazione: **W. Luperini**

Aree marine:

Coordinatori scientifici: **B. D'Argenio, E. Marsella**

Redazione scientifica: **M. L. Putignano**

Direttori dei rilevamenti:

Geologia subacquea fascia batimetrica da 0 a -30 m:

P.E. Orrù, M.L. Putignano (Isola di Procida); R.M. Toccaceli (Isola di Vivara)

Geologia marina fascia batimetrica da -30 a -200 m:

G. Aiello (Isola di Procida); B. D'Argenio (Isola di Vivara)

Responsabile dell'informatizzazione: **N. Pelosi**

Coordinamento scientifico Terra/Mare: **M. L. Putignano**

Cartografia geologica in scala 1:10.000 realizzata nell'ambito del Coordinamento con la Cartografia del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA in scala 1:25.000 e 1.50.000

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa da banca dati a cura di: **SystemCart - Roma**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M. R. Ciucci, F. Della Corte, R. Fusco, L. Monti - Regione Campania

Impaginazione e stampa: **SystemCart - Roma**

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag 7
1.	- INQUADRAMENTO GENERALE DEL FOGLIO "ISOLA DI PROCIDA"	7
2.	- NOTE SUL RILEVAMENTO E SULLA LEGENDA ADOTTATA	10
2.1.	- AREE EMERSE	10
2.2.	- AREE MARINE	11
2.2.1.	- <i>Metodi di rilevamento diretto in immersione (da 0 a -30 m)</i>	11
2.2.2.	- <i>Criteri per la realizzazione della cartografia geologica marina (da -30 m a -200 m)</i>	13
2.2.3.	- <i>Metodi di acquisizione dati</i>	15
2.2.3.1.	- Dati batimetrici	16
2.2.3.2.	- Dati ecografici	17
2.2.3.3.	- Campionature del fondo e del sottofondo	17
II	- STUDI PRECEDENTI	19
1.	- CENNI STORICI SULLE AREE EMERSE	19
2.	- CONTRIBUTI ALLA CONOSCENZA DEL GOLFO DI NAPOLI	20
III	- INQUADRAMENTO GEO-STRUTTURALE	23
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL DISTRETTO DEI CAMPI FLEGREI	23
2.	- INQUADRAMENTO STRUTTURALE DEL DISTRETTO DEI CAMPI FLEGREI	25
3.	- INQUADRAMENTO GEO-TETTONICO DEL MARGINE TIRRENICO CAMPANO	26
3.1.	- STRATIGRAFIA DEL GOLFO DI NAPOLI	27
IV	- INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO	31
1.	- AREE EMERSE	31
2.	- AREE MARINE	32
2.1.	- I FONDALI PERICOSTIERI	34
V	- CRONOLOGIA	35
1.	- EVOLUZIONE CRONOLOGICA DELL'AREA STUDIATA	35
VI	- LIVELLI GUIDA	37
VII	- STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE	39
1.	- ISOLA DI PROCIDA	39
1.1.	- INTRODUZIONE	39

1.2.	- TUF DI PROCIDA (TBP)	42
1.2.1.	- <i>lave dei Ruommoli</i> (RMU)	43
1.2.2.	- <i>litosoma Vivara</i> (TVV)	43
1.2.3.	- <i>litosoma Pozzo Vecchio</i> (PVH)	43
1.2.4.	- <i>litosoma Terra Murata</i> (TMU)	45
1.3.	- sistema del Rifugio di San Nicola (SNL)	46
1.3.1.	- <i>gruppo del Ciraccio</i> (GO)	46
1.3.1.1.	- piroclastiti del Canale di Ischia Inferiore (CNF)	46
1.3.1.2.	- formazione di Pignatiello Auct. - membro della Baia del Porticello (PPA₁)	46
1.3.2.	- <i>tufo di Fiumicello di Procida</i> (TFM)	48
1.3.3.	- <i>gruppo di Punta Serra</i> (GA)	49
1.4.	- TUFO GRIGIO CAMPANO - MEMBRO "BRECCIA MUSEO" AUCT. (TGC₁)	51
1.5.	- SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (VEF)	53
1.5.1.	- <i>tufo di Solchiaro</i> (SHI)	53
1.5.2.	- <i>gruppo dell'isola di Procida</i> (PD)	55
2.	- ISOLA DI VIVARA	56
2.1.	- VIVARA ANTICA	56
2.1.1.	- <i>litosoma Vivara</i> (TVV)	56
2.2.	- SINTEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (SNL)	58
2.2.1.	- <i>piroclastiti del Canale d'Ischia inferiore</i> (CNF)	58
2.2.2.	- <i>formazione di Pignatiello Auct.</i> - membro della Baia del Porticello (PPA₁)	59
2.2.3.	- <i>piroclastiti del Canale d'Ischia superiore</i> (CNP)	59
2.2.4.	- <i>breccia de Il Porticello</i> (BPT)	60
2.3.	- TUFO GRIGIO CAMPANO - MEMBRO "BRECCIA MUSEO" AUCT. (TGC₁)	62
2.4.	- SINTEMA DELL'ISOLA D'ISCHIA (IIIH)	62
2.4.1.	- <i>tufo di Solchiaro</i> (SHI)	62
2.4.2.	- <i>unità di Casa Ospedale Civico</i> (PCV)	63
3.	- DEPOSITI QUATERNARI EPICLASTICI	64
3.1.	- DEPOSITO COLLUVIALE (b₇)	64
3.2.	- DEPOSITO LITORALE (g₂)	64
3.3.	- OPERE DI DIFESA COSTIERA (h₃)	64
VIII	- PETROCHIMICA DEI PRODOTTI JUVENILI	65
1.	- INTRODUZIONE	65
2.	- CARATTERISTICHE GENERALI	65
3.	- TUF DI PROCIDA (TBP)	69
4.	- SINTEMA DEL RIFUGIO DI S. NICOLA (SNL)	71
4.1.	- GRUPPO DEL CIRACCIO (GO)	71
4.2.	- TUFO DI FIUMICELLO DI PROCIDA (TFM)	71
4.3.	- GRUPPO DI PUNTA SERRA (GA)	72
5.	- TUFO GRIGIO CAMPANO -	

	membro “Breccia Museo” <i>Auct. (TGC₁)</i>	72
6.	- SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (VEF)	73
6.1.	- TUFO DI SOLCHIARO (SHI)	73
IX	- STRATIGRAFIA DELLE AREE MARINE	75
1.	- UNITÀ VULCANICHE QUATERNARIE DELLA FASCIA SOMMERSA (da 0 a -30 m)	76
1.1.	- ISOLA DI PROCIDA	77
1.2.	- ISOLA DI VIVARA - PROMONTORIO DI S. MARGHERITA (PROCIDA)	83
2.	- SUBSTRATO VULCANICO INDIFFERENZIATO (svi)	86
3.	- UNITÀ MARINE TARDO-QUATERNARIE	86
3.1.	- AMBIENTE LITORALE	86
3.1.1.	- <i>Depositi di beach rock (br)</i>	87
3.1.2.	- <i>Depositi di spiaggia sommersa</i>	90
3.1.2.1.	- Ghiaie e sabbie lito-bioclastiche (sgs)	90
3.1.2.2.	- Sabbie e ghiaie lito-bioclastiche (ssg)	91
3.1.2.3.	- Sabbie lito-bioclastiche (sss)	92
3.1.3.	- <i>Depositi di piede di falesia</i>	93
3.1.3.1.	- Depositi di frana da crollo (fbc)	93
3.1.3.2.	- Depositi di frane da crollo rielaborati (fgs)	95
3.2.	- AMBIENTE DI PIATTAFORMA CONTINENTALE	97
3.2.1.	- <i>Depositi di piattaforma continentale</i>	97
3.2.1.1.	- Sabbie e ghiaie lito-bioclastiche (pgs)	98
3.2.1.2.	- Sabbie da medio a fini lito-bioclastiche (pps)	99
3.2.1.3.	- Sabbie da medio a fini lito-bioclastiche pelitiche (psp)	99
3.2.1.4.	- Peliti sabbiose e limose (pps)	100
3.2.2.	- <i>Depositi bioclastici</i>	100
3.2.2.1.	- Ghiaie e sabbie bioclastiche (psg _b)	100
4.	- PRATERIE A FANEROGAME MARINE	101
X	- GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MARINA	103
1.	- GENERALITÀ	103
1.1.	- I FONDALI PERICOSTIERI (DA 0 A -30 M)	104
1.2.	- LA FASCIA COSTIERA	104
1.3.	- CARATTERISTICHE MORFOLOGICO - STRUTTURALI	105
1.3.1.	- <i>L'Isola di Procida</i>	105
1.3.2.	- <i>L'Isola di Vivara – Promontorio di Santa Margherita</i>	110
1.3.3.	- <i>I canali di Procida e di Ischia</i>	112
XI	- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA	113
1.	- STABILITÀ DEI VERSANTI	113
1.1.	- GENERALITÀ	113

2.	- GEORISORSE.....»	118
XII	- CENNI SULLA PERICOLOSITA' VULCANICA NELL'AREA.....»	119
	BIBLIOGRAFIA.....»	121
	EXTENDED ABSTRACT.....»	129

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO GENERALE DEL FOGLIO -“ISOLA DI PROCIDA”

Il Foglio “Isola di Procida” alla scala 1:50.000 ricade nella Provincia di Napoli e comprende l’omonima isola situata nel Golfo di Napoli. Le rimanenti aree del Foglio includono una parte marina relativamente estesa comprendente gran parte del Golfo di Napoli (Fig. 1).

Per quanto riguarda la precedente cartografia geologica ufficiale, essa è compresa nel Foglio n. 184 - Napoli - della Carta Geologica d’Italia in scala 1:100.000.

Nella presente edizione, in scala 1:10.000, il taglio del foglio include esclusivamente la parte emersa relativa all’Isola di Procida e l’Isola di Vivara e l’area marina che le circonda (Fig. 1). La morfologia del fondale marino che delimita le isole è caratterizzata da una asimmetria dei fianchi sommersi della piattaforma continentale; pertanto, nel taglio del foglio in scala 1:10.000, la profondità massima si ritrova a sud est ed è di circa -130 m, a nord-ovest raggiunge la profondità di circa -50 m e a nord est di -20 m. Quest’ultimo settore marino, denominato Canale di Procida, è caratterizzato da profondità basse, non superiori ai -25 m e costituisce l’area sommersa che raccorda l’Isola di Procida con la porzione dei Campi Flegrei continentali (rappresentati dal Promontorio di Monte di Procida).

L’area sommersa include i rilevamenti effettuati tramite indagini dirette da geologi subacquei dalla linea di costa fino alla batimetria dei -30 m e una parte dei rilevamenti effettuati mediante indagini indirette eseguite dai geologi marini per l’area di competenza (fascia batimetrica oltre i -30 m).

La realizzazione del Foglio “Isola di Procida” alla scala 1:50.000 è stata effettuata nell’ambito del Progetto CARG (Fin. 96) a seguito dell’Accordo di Programma del 29/07/1996 tra il Servizio Geologico Nazionale e la Regione Campania. La parte marina è stata invece realizzata dall’Istituto

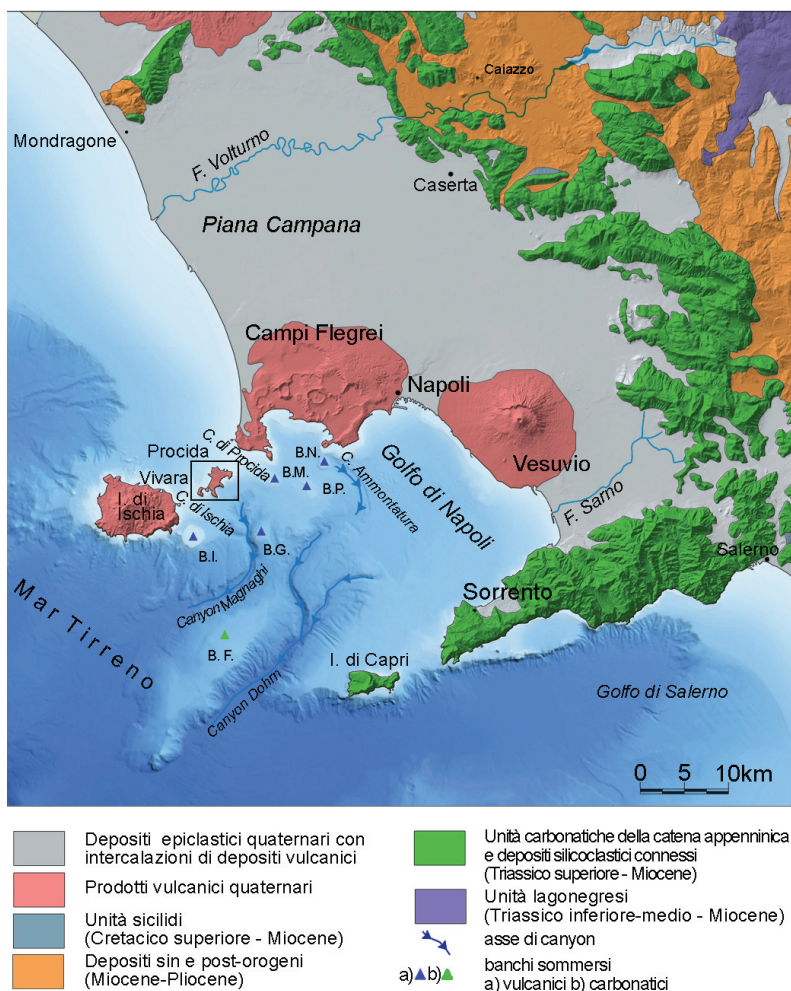


Fig. 1 - Ubicazione del Foglio Isola di Procida alla scala 1:10.000 (riquadro in nero). B.N.: Banco di Nisida, B.P.: Banco di Pentapalumbo, B.M.: Banco di Miseno, B.G.: Banco Gaia, B.I.: Banco di Ischia, B.F.: Banco di Fuori.

Geomare Sud, oggi Istituto per l'Ambiente Marino Costiero IAMC, CNR di Napoli, nel quadro dell'Accordo di Programma per la "Realizzazione e informatizzazione di cartografia geologica sperimentale di settori selezionati della fascia costiera compresa tra il Golfo di Gaeta ed il Golfo di Sapi alla scala 1:50.000", stipulato nel 1997 tra Presidenza del Consiglio dei Ministri, Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche. Il suddetto Progetto è stato successivamente integrato nel 2001 dal Progetto CARG Regione Campania - Settore Difesa del Suolo, Geotecnica e Geotermia (Responsabile L. Monti - delibera n. 15/09 del 12/04/01), che ha cofinanziato con l'Autorità di Bacino Nord Occidentale della Campania le indagini nelle aree marine, tra le batimetriche di 0/-200 m. Il Progetto delle aree marine della Regione Campania comprende il rilevamento alla

scala 1:10.000 della fascia batimetrica da -30/-200 m e il rilevamento geologico subacqueo *ex-novo* (fascia batimetrica da 0/-30 m).

Per le aree emerse:

Coordinatore scientifico del Foglio "Isola di Procida": B. D'Argenio. Direttore del rilevamento: V. Morra. Il rilevamento geologico è stato condotto da A. Perrotta e C. Scarpati. Le analisi petrochimiche sono state effettuate da L. Fedele. Coordinatore scientifico e direttore del rilevamento del Foglio "Isola di Ischia": A. Sbrana. Il rilevamento geologico dell'Isola di Vivara è stato condotto da P. Marianelli e A. Sbrana.

Per le aree marine:

Coordinatori scientifici della geologia subacquea e geologia marina: B. D'Argenio e E. Marsella. Redazione scientifica (aree emerse e aree marine): M.L. Putignano.

Isola di Procida: il rilevamento geologico subacqueo della fascia batimetrica da 0 a -30 m è stato condotto da P. E. Orrù, M.L. Putignano, A. Sgrosso e E. Vecchio. Direttori del rilevamento geologico subacqueo: P. E. Orrù e M.L. Putignano. Il rilevamento geologico della fascia batimetrica oltre i -30 è stato condotto da G. Aiello e A. Conforti. Direttore del rilevamento della geologia marina: G. Aiello.

Isola di Vivara: il rilevamento geologico subacqueo della fascia batimetrica da 0 a -30 m è stato condotto da M.L. Putignano. Direttore del rilevamento geologico subacqueo: R.M. Toccaceli. Il rilevamento geologico della fascia batimetrica oltre i -30 è stato condotto da G. Aiello, F. Budillon, A. Conforti. Direttore del rilevamento della geologia marina: B. D'Argenio.

Acquisizione ed elaborazione dati area marina: *geofisica*: G. Aiello, M. De Lauro, G. Di Martino, C. D'Isanto, F. Giordano, S. Innangi, S. Passaro, S. Ruggieri, M. Sacchi, P. Scotto di Vettimo e R. Tonielli; *stratigrafia*: G. Aiello; *microplaeontologia*: L. Ferraro; *analisi granulometriche*: M. Capodanno e F. Molisso.

Le note illustrative delle aree emerse corrispondenti ai capitoli I, II, III, IV (relativamente ai paragrafi di specifica competenza), V, VI. All'interno del Capitolo VII il sottocapitolo 1. (Isola di Procida) comprensivo di tutti i sottoparagrafi e i Capitoli VIII, XII sono state redatte da L. Fedele, V. Morra, A. Perrotta e C. Scarpati. All'interno del capitolo VII il sottocapitolo (Isola di Vivara) comprensivo di tutti i paragrafi è a cura di A. Sbrana. Il capitolo XI (Cenni di geologia applicata) è stato redatto da Domenico Calcaterra.

Le note illustrative relative alla geologia subacquea (fascia batimetrica 0 a -30 m) sono state redatte da M.L. Putignano, P. Orrù e M. Schiattarella e corrispondono ai capitoli I, II, IV (relativamente ai paragrafi di specifica competenza). Gli Autori sopracitati hanno redatto, all'interno del capitolo IX (Stratigrafia delle aree marine), il sottocapitolo 1. (Unità vulcaniche della fascia sommersa (da 0 a -30m), all'interno del sottocapitolo 3. (Unità marine tardo-quaternarie) i seguenti paragrafi 3.1. (Ambiente litorale) e 3.2 (Ambiente di piattaforma continentale), quest'ultimo è stato curato in

collaborazione con gli Autori delle note illustrative della geologia marina. Gli Autori delle note illustrative della geologia subacquea hanno redatto il paragrafo 4. (Praterie a fanerogame marine) ed hanno curato, all'interno del capitolo X (Geomorfologia dell'area marina), il sottocapitolo 1. (I fondali marini pericostieri) comprensivo di tutti i paragrafi. Alla stesura di tutti i paragrafi relativi al capitolo IX hanno contribuito inoltre A. Sgrosso e E. Vecchio.

Le note illustrative relative alla geologia marina (fascia batimetrica da -30 a -200 m) sono state redatte da G. Aiello, B. D'Argenio e A. Conforti e corrispondono ai capitoli I, II, III e IV (relativamente ai paragrafi di specifica competenza). Gli Autori hanno redatto, all'interno del capitolo IX (Stratigrafia delle aree marine), il sottocapitolo 2. e, all'interno dei sottocapitoli 3. (Unità marine tardo-quadernarie) i paragrafi 3.2.1 in collaborazione con gli Autori delle note della geologia subacquea.

Il coordinamento redazionale delle note illustrative è a cura di M.L. Putignano.

La rappresentazione cartografica in scala 1:10.000, di cui queste note illustrative fanno parte, è il risultato di un lavoro di campagna effettuato, per quanto riguarda le aree emerse, alla scala 1:5.000 ed eseguito negli anni 2000 - 2002; per le aree marine, relativamente alla geologia subacquea, i rilevamenti in scala 1:10.000 sono stati eseguiti negli anni 2006 - 2007; relativamente alla geologia marina, i rilevamenti in scala 1:25.000 e successive integrazioni in scala 1:10.000, sono stati eseguiti negli anni 1998 - 2001.

2. - NOTE SUL RILEVAMENTO E SULLA LEGENDA ADOTTATA

Vengono di seguito esposti i criteri adottati per il rilevamento geologico delle aree emerse e delle aree marine. Si precisa che la scala cronostratigrafica utilizzata nel presente lavoro è quella riportata nel Quaderno del Servizio Geologico n. 1 (1992).

2.1.- AREE EMERSE

I criteri adottati per definire la stratigrafia e la cartografia in aree vulcaniche variano dalle classiche unità litostratigrafiche organizzate in UBSU (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*; CHANG, 1975; SALVADOR, 1987) ad approcci puramente vulcanologici in cui sono riconosciute le unità eruttive (FISHER & SCHMINCKE, 1984). La stratigrafia che proponiamo è imperniata sull'uso di unità litostratigrafiche (formazioni) basate sulle proprietà litologiche dei corpi rocciosi, integrate dalla loro posizione stratigrafica. Tali formazioni sono caratterizzate da uniformità litologica o da caratteri litologici peculiari. Ogni formazione è descritta sulla base delle sue proprietà strutturali, tessiturali e litologiche.

Localmente le formazioni affiorano, con esigui spessori, principalmen-

te in pareti di cava e in falesie, rendendo non rappresentabili le loro campiture nel foglio alla scala 1:10.000. Per ovviare a tale problema si è ritenuta necessaria l'istituzione di gruppi di unità litostratigrafiche che risultano più flessibili delle formazioni. Un Gruppo, infatti, può essere costituito da formazioni diverse in aree diverse e una formazione può essere condivisa tra gruppi diversi in aree adiacenti (APAT, 2003).

Poiché uno degli scopi dichiarati del rilevamento geologico del vulcanico è quello di ricostruire l'attività eruttiva dei vulcani in modo da contribuire agli studi di valutazione della pericolosità, specialmente in un'area di vulcanismo attivo come quella in cui ricade il Foglio "Isola di Procida", parallelamente alle descrizioni litostratigrafiche delle formazioni rilevate, saranno indicate anche le unità eruttive che le costituiscono. Le unità eruttive sono costituite da un deposito o da una successione di depositi associati ad un singolo evento eruttivo; ogni unità è limitata da paleosuoli o superfici erosionali che indicano una significativa pausa eruttiva. Paleosuoli sono adottati quali *marker* stratigrafici di periodi di quiescenza. Unità litosomatiche informali sono state adottate per indicare centri vulcanici morfologicamente ben definiti (PASQUARÈ *et alii*, 1992).

Molte delle formazioni rilevate presentano delle disconformità a tetto ed a letto in conseguenza della natura episodica degli eventi eruttivi. Quando una successione stratigrafica è delimitata da disconformità che hanno un'estensione regionale, a tale successione è attribuito il rango di sintema.

2.2. - AREE MARINE

2.2.1. - *Metodi di rilevamento geologico diretto in immersione (da 0 a -30 m)*

La realizzazione della cartografia geologica della piattaforma prossimale ha previsto una prima fase di interpretazione e restituzione di dati indiretti. In particolare, per i fondali pericostieri meno profondi, fino a -5 metri, sono state interpretate foto aeree zenitali a colori (Volo Regione Campania data 2004). Le basi conoscitive provenienti dai metodi geofisici sono state rappresentate da dati *Multibeam* ad altissima risoluzione Reson Seabat 8125, 455 khz (prodotti da IAMC-CNR cfr. par.2.2.3.), elaborati sia in chiave morfobatimetrica di dettaglio che in fotomosaico *backscattering* (opzione *side*). La mappatura di vaste aree è stata supportata da dati ecografici a scansione laterale *sidescan sonar* Edgetech DF1000 e Klein 2000 (100-500 khz). Allo scopo di precisare i dettagli morfologici, i limiti degli affioramenti e la distribuzione delle diverse facies sedimentarie al piede delle coste alte sono stati acquisiti dati *Sidescan Sonar* Edgetech 272 T (100-500 khz; Campagna Dister-CA, 16-19/02/07, Resp. P.E. Orrù), lungo rotte pericostiere. Le ipotesi interpretative sull'assetto morfostrutturale sono state supportate da dati sismici monocanale ad alta risoluzione tipo

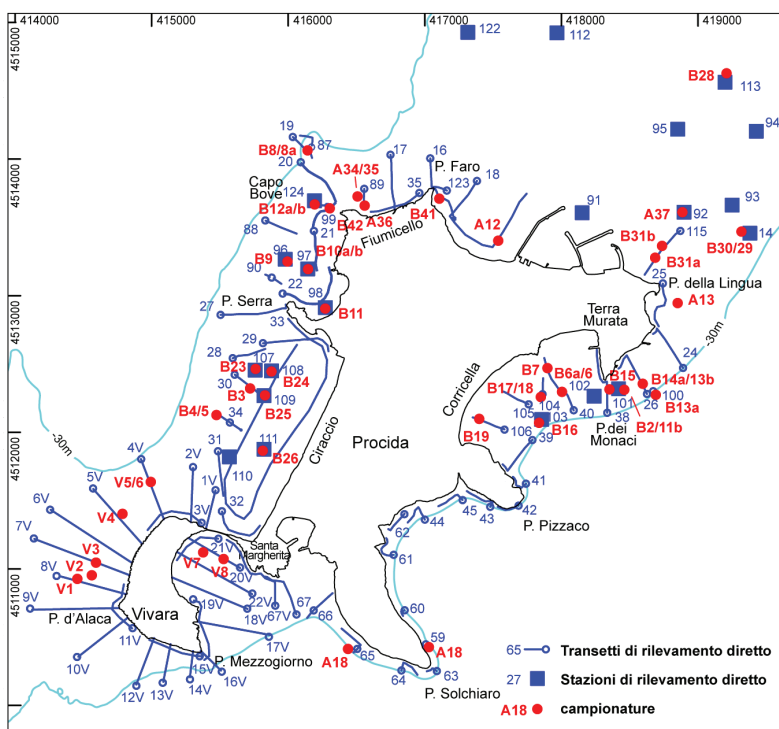


Fig. 2 - Carta della ubicazione dei campioni e dei transetti effettuata durante il rilevamento subacqueo.

guarda il supporto sia logistico-operativo che la sicurezza di cantiere, da subacquei professionisti O.T.S., e sono state osservate le prescrizioni dettate dalle “Linee Guida al rilevamento geologico subacqueo” della Regione Campania (MONTI *et alii*, 2003).

Come da prescrizioni presenti nelle linee guida non sono state rilevate le aree costiere occupate da infrastrutture marittime.

Per la cartografia dei depositi tardo pleistocenici e olocenici presenti sul fondo del mare e nell'immediato sottofondo sono stati utilizzati, alla scala 1:25.000 e 1:10.000, differenti criteri. Nella cartografia ufficiale (Foglio n. 465 “Isola di Procida”) in scala 1:25.000 e 1:50.000 sono stati seguiti i criteri dettati dalle linee guida di riferimento nazionali (Quaderno n. 12 serie III, “Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Linee guida per il rilevamento geologico, la cartografia e l'informatizzazione dei dati delle aree marine) utilizzando un metodo riconoscitivo basato sui criteri della stratigrafia sequenziale. Per la cartografia alla scala 1:10.000 dei fogli costieri regionali sono stati utilizzati i criteri dettati dalle Linee guida regionali (MONTI *et alii*, 2003) basata su criteri litostratigrafici per l'individuazione dei substrati rocciosi, analogamente a quanto rilevabile nelle aree emerse. I depositi olocenici e attuali presenti sul fondo del mare sono stati suddivisi in ambienti deposizionale e nei relativi sistemi, caratterizzandoli dal



Fig. 3 - Rilevamento diretto subacqueo.

punto di vista litologico e sedimentologico. Tale scelta metodologica per la scala 1:10.000 è stata adottata per l'esigenza di correlare in maniera omogenea i depositi affioranti nelle aree emerse e quelli presenti lungo la fascia costiera sommersa (fino alla isobata dei -30 m). Questo ha permesso di ottenere una uniformità delle informazioni e del rilevamento geologico al raccordo terra/mare. Per uniformità con le carte regionali relative ai fogli costieri limitrofi, i criteri esposti sono stati utilizzati anche per i fogli costieri insulari (oltre al Foglio "Isola di Procida", si veda anche il Foglio "Isola di Capri") i cui dati di rilevamento interessano parte dei depositi della piattaforma continentale.

2.2.2. - Criteri per la realizzazione di cartografia geologica marina (da -30 a -200 m)

La scelta dei criteri a cui ispirare la cartografia del rilevamento è stata preceduta da uno studio dei dati presenti in letteratura ed inediti.

L'acquisizione dei dati geofisici e geologici è stata eseguita in modo da assicurare un'accuratezza compatibile con la scala di rilevamento adottata. Tali dati sono di tipo morfoacustico, morfobatimetrico e geologico (*box-corer*, carotaggi, bennate e dragaggi). In una prima fase l'elaborazione dei dati ha previsto la restituzione cartografica dei dati batimetrici forniti dal sistema di acquisizione *Multibeam* sotto forma di carte batimetriche con isobate a *contour* e di mappe *shaded relief* per l'interpretazione geologica dei principali lineamenti morfostrutturali.

Nella fase successiva di lavoro sono state eseguite le analisi granulometriche sui campioni ottenuti mediante toccate di fondo, classificati secondo FOLK (1954). L'interpretazione geologica è stata basata sul riconoscimento delle facies acustiche, effettuato attraverso l'interpretazione integrata dei dati geofisici *Sidescan Sonar* e *Multibeam* e sulla calibrazione delle facies acustiche in termini di litologia attraverso l'utilizzo dei risultati ottenuti dalle analisi granulometriche dei campioni delle toccate di fondo (benne e *box-corer*s). L'interpretazione dei profili sismici ad alta risoluzione (*Subbottom Chirp*, *Sparker* e *Watergun*) è stata un valido supporto per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico-strutturale delle successioni di piattaforma continentale e di scarpata. L'analisi sismostratigrafica ha consentito la distinzione delle principali unità sismiche che, nel Golfo di Napoli, sono sia di natura vulcanica che di natura sedimentaria e sono separate da *unconformity* regionali tettoniche e/o eustatiche.

Le unità sismiche sono state successivamente interpretate in termini di sequenze deposizionali e le *unconformity* sono state invece interpretate in termini di limiti di sequenza di tipo 1 e di tipo 2, o classificate in termini di *unconformity* locali, soprattutto al *top* di apparati vulcanici relitti oppure al *top* di unità sismiche di natura vulcanica.

La carta geologica così realizzata presenta la distribuzione delle diverse unità litostratigrafiche affioranti sul fondo marino e dei principali lineamenti morfologici ed è ispirata alle normative CARG contenute nelle "Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG" (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE Q. n.12, 2009).

Nella cartografia ufficiale in scala 1:50.000 le principali unità stratigrafiche individuate attraverso l'analisi dei sedimenti di fondo mare sono state raggruppate in una successione stratigrafica denominata *Sequenza Deposizionale Tardo-quadernaria*. In essa sono riconoscibili l'evoluzione spazio-temporale e la migrazione laterale e verticale degli ambienti deposizionali marino costiero, di piattaforma continentale e di scarpata nel ciclo glacio-eustatico pleistocenico superiore-olocenico. La principale esigenza è stata la rappresentazione cartografica delle associazioni di litofacies, i cui raggruppamenti formano *sistemi deposizionali*, in relazione ai lineamenti morfostrutturali riconosciuti attraverso l'interpretazione geologica dei dati geofisici ed alla dinamica evolutiva degli ambienti sedimentari.

La prevalente attività vulcanica che ha controllato l'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli ha impedito un approccio stratigrafico classico nella cartografia geologica che è stata realizzata tenendo conto delle associazioni di sistemi deposizionali e dei corpi "vulcanici" in queste intercalati (vulcaniti e vulcanoclastiti).

Le classi tessiturali sono state determinate in base all'interpretazione dei dati geofisici ed alle campionature dirette del fondo mare, effettuate tramite il prelievo e l'analisi di campioni. Gli areali litologici relativi alle tessiture riconosciute sul fondale forniscono un'ulteriore informazione relativamente ai dati riconosciuti sulle associazioni di litofacies, in modo da differenziare ulteriormente gli elementi deposizionali cartografati.

2.2.3. - Metodi di acquisizione dati

La raccolta dei dati geofisici e geologici, che comprende sia rilievi diretti (campionature del fondo e carotaggi) che indiretti con differenti metodologie (sismiche, batimetriche, acustiche), è stata eseguita a bordo della N/O Urania del Consiglio Nazionale delle Ricerche. Per i rilievi *Multibeam* e *Sidescan Sonar* in aree di basso fondale (profondità inferiori ai -50 m) sono state utilizzate altre imbarcazioni, come la N/O Thetis del CNR, la M/N Luigi Sanzo (in dotazione al CNR-IAMC-Sezione di Messina) ed altre imbarcazioni minori, adatte al lavoro costiero.

Per quanto riguarda le scale di esecuzione del progetto CARG (1:10.000 e 1:25.000), i rilievi eseguiti *ex novo* sono stati calibrati con dettaglio in funzione delle fasce batimetriche.

Le indagini di tipo geofisico effettuate per il progetto CARG comprendono i rilievi batimetrici *Multibeam* a copertura totale della fascia sommersa fino a -200 m (Fig. 4). E' stata inoltre effettuata la mappatura *Sidescan Sonar* ad alta definizione e copertura totale della fascia compresa tra -2 m e -50 m per le coste basse e 0 (teorico) -50 m e copertura adeguata in funzione delle caratteristiche morfo-geologiche del fondo nella fascia -50 m/-200 m (effettuate con *Sidescan Sonar* convenzionali oppure utilizzando l'opzione *Side* dei sistemi *Multibeam* costieri). Sono stati inoltre acquisiti rilievi sismici ad alta risoluzione secondo rotte significative per la definizione stratigrafica del sottofondo.

Le campagne di acquisizione dati sono state realizzate in DGPS differenziale. I programmi di navigazione utilizzati per i rilievi *Multibeam* sono il NAVPRO © (Communication Technology, Italia), l'HYDRO© (New Zealand) e il PDS 2000 © (Thales Geosolutions, The Netherlands).

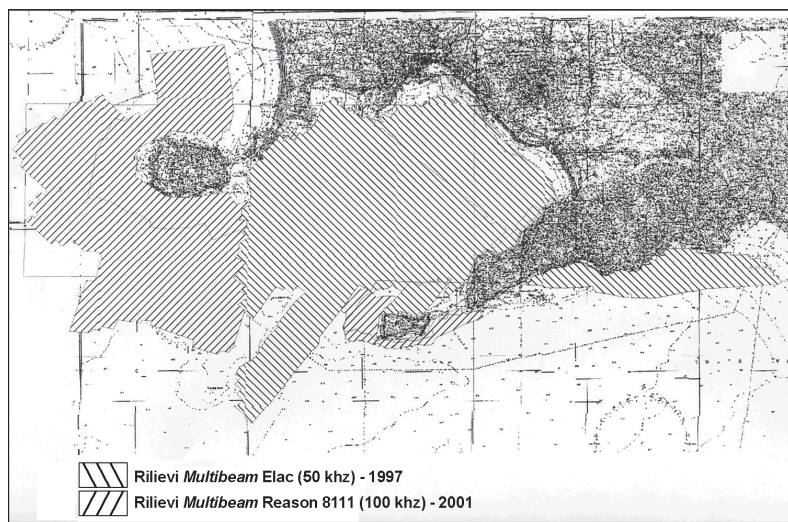


Fig. 4 - Rilievi batimetrici Multibeam effettuati nel Golfo di Napoli nell'ambito del progetto CARG e dei progetti di ricerca a cofinanziamento.

ds). Il *Datum* utilizzato per l'acquisizione dei punti nave (*fix*) nel corso dell'acquisizione dei profili è il WGS 84. La proiezione usata è la UTM (*Universale Trasverse Mercatore*), ma sono stati utilizzati anche altri riferimenti (es. ED50, Roma 40) e proiezioni (es. Gauss-Boaga). Il rilievo batimetrico multifascio del Golfo di Napoli è stato effettuato con *Multibeam* ELACMK2, utilizzando il sistema GPS in modalità differenziale per il posizionamento dei dati. Al fine di garantire la precisione e l'affidabilità del rilievo batimetrico sono stati utilizzati 4 capisaldi di riferimento strategicamente localizzati, in modo che ogni punto dell'area di lavoro potesse essere coperto contemporaneamente da due stazioni. Per rilievi eseguiti con grande accuratezza (ad esempio alla scala 1:10.000 nella fascia batimetrica 0/-20 m) sono stati utilizzati sistemi RTK al fine di ottenere una precisione elevatissima nel posizionamento. In aree problematiche dal punto di vista della copertura satellitare o in presenza di degrado del segnale (intorno del Golfo di Napoli, litorale vesuviano, area salernitana), il posizionamento è stato effettuato tramite l'utilizzo di sistemi Range-Range, che dipendono essenzialmente dalla procedura della geodesia di base, che deve appoggiarsi a capisaldi IGM del 1° ordine opportunamente monografati, se disponibili nell'area di lavoro.

Inoltre, al fine di definire l'architettura stratigrafica delle coltri sedimentarie superficiali, sono stati acquisiti profili sismici ad alta risoluzione dei fondali utilizzando tecniche più moderne (*Sparker*, *Watergun*, *Airgun*) ed il sistema *Subbottom Chirp* che hanno consentito l'analisi di dettaglio delle unità più superficiali. Per le indagini sismiche e sismo-acustiche su citate si rimanda alle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 465 "Isola di Procida" per una più dettagliata dissertazione sulle metodologie geofisiche d'indagine e sui risultati ottenuti.

2.2.3.1. - Dati batimetrici

Il rilievo batimetrico *Multibeam* dei Golfi di Napoli e Salerno eseguito nell'ambito del progetto CARG è stato acquisito utilizzando il sistema *Multibeam* ELAC MK2. Le rotte di rilevamento, parallele alla costa, sono state isodistanziate in maniera opportuna al fine di ottenere la copertura totale con velocità di acquisizione compresa tra 4 e 7 nodi. La correzione di marea è stata ricavata in tempo reale dal sistema RTK del posizionamento DGPS, riferendosi ai capisaldi dell'IGM con le caratteristiche standard del 1995. In mancanza di valori RTK, la correzione è stata apportata utilizzando le correzioni fornite da mareometri ufficiali (Porto di Napoli) o dai mareometri che sono stati appositamente collocati per effettuare il rilievo.

Al fine di adottare un corretto valore della velocità del suono in acqua, da utilizzare per la calibrazione del *Multibeam* è stato impiegato un profilatore per i valori di pressione, temperatura e conducibilità (sonda multiparametrica CTD). Sono stati effettuati profili di velocità tramite CTD ad intervalli regolari ogni 6 ore. Inoltre, durante l'acquisizione del

rilievo *Multibeam* è stato utilizzato il sistema *Chirp Subbottom profiler* in dotazione alla N/O Urania. Ciò ha consentito l'acquisizione di una stretta maglia di profili *Subbottom* sulle stesse strisciate di navigazione del *Multibeam*, consentendo una calibrazione di dettaglio delle morfo-strutture riconoscibili al fondo mare dalla batimetria.

Le acquisizioni di batimetria *Multibeam* sottocosta sono state realizzate utilizzando il RESON Mod. Seabat 8125.

2.2.3.2. - Dati ecografici

I rilievi ecografici sono stati acquisiti con un *Sidescan Sonar* DF1000, oppure, utilizzando l'opzione Side del *Multibeam* RESON Seabat 8125. L'acquisizione delle strisciate *Sidescan Sonar* è stata effettuata generalmente lungo linee di navigazione disposte parallelamente alla costa; ciò ha consentito la copertura acustica continua delle aree di mare in oggetto. Il sistema di rilevamento acustico è stato configurato con una frequenza di lavoro di 100 kHz e *range* di circa 165 m, mentre la spaziatura tra le linee di acquisizione è stata di circa 250 m. Ciò ha consentito una sovrapposizione di circa il 30% tra due coperture acustiche (*swath*) adiacenti. Le immagini acustiche acquisite tramite il sistema ISIS sono state visionate in tempo reale su monitor per effettuare una valutazione preliminare di qualità. I parametri di acquisizione configurati hanno permesso di ottenere una risoluzione di circa 0.4 m. L'elaborazione dei dati acquisiti tramite i rilievi acustici *Sidescan Sonar* è stata effettuata in ambiente PC Windows utilizzando i software *ISIS* e *Delph Map* sviluppati dalla Triton Elics (estrazione dei dati di navigazione dai file XTF, *smoothing* della navigazione, correzione dello *slant range*). Ciò ha consentito la restituzione cartografica dei fotomosaici delle immagini acustiche utilizzati nell'interpretazione geologica.

2.2.3.3. - Campionature del fondo e del sottofondo

Dal punto di vista metodologico, una delle fasi più delicate è il prelievo dei campioni in ambiente marino. Infatti, i sedimenti del fondale possono mostrare una grande variabilità sia spaziale che temporale.

La caratterizzazione sedimentologica dei fondali è stata assicurata tramite analisi dei campioni prelevati per mezzo di *box-corer* e benna, mentre la stratigrafia del primo sottofondo è stata studiata tramite carotieri a gravità e/o a pistone. Gli affioramenti di corpi rocciosi sono stati campionati tramite dragaggio.

Le campionature di superficie sono state ubicate per transetti perpendicolari alla costa tenendo in considerazione le principali fasce batimetriche. In alternativa, le campionature di fondo sono state ubicate sulla base delle facies acustiche individuate dall'interpretazione del *Sidescan Sonar*; in questo modo è stato possibile effettuare anche la calibrazione delle fa-

II - STUDI PRECEDENTI

1. - CENNI STORICI DELLE AREE EMERSE

Lo studio dei prodotti vulcanici campani ha interessato molti ricercatori anche in tempi non recenti. Nel secolo XIX l'interesse principale degli studiosi è stato rivolto al tentativo di definire il numero e la genesi dei centri eruttivi dell'area napoletano-flegrea. Per primo BREISLAK (1801) fornisce un quadro generale dell'area, riconoscendo ben ventisette bocche eruttive.

Agli inizi di questo secolo, DE LORENZO (1904) propone, in base alla stratigrafia, una divisione dell'attività flegrea in tre periodi eruttivi. Nel primo periodo si mettono in posto piperno, tufi pipernoidi e breccie. Nel secondo periodo si formano i tufi gialli; nel terzo periodo, infine, si formano vulcani monogenici.

Successivamente, RITTMANN (1950) propone una nuova sintesi stratigrafica e vulcanologica dell'intero distretto dei Campi Flegrei e collabora alla realizzazione della cartografia ufficiale. Nel modello di RITTMANN (1950) assume grande importanza l'eruzione del Tufo Grigio Campano, che determina il collasso calderico di un antico vulcano chiamato Archiflegreo. La cartografia precedente della zona in esame comprende il foglio a scala 1:100.000 pubblicato dal SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA nel 1971 (Foglio 184, Napoli). Il Distretto dei Campi Flegrei è stato oggetto di una cartografia specifica ad opera di RITTMANN (1950) con una carta alla scala 1:50.000 e di ROSI & SBRANA (1987), con una carta alla scala 1:15.000. Infine la sola Isola di Procida è stata cartografata da DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), con una carta alla scala 1:12.500.

2. - CONTRIBUTI ALLA CONOSCENZA DEL GOLFO DI NAPOLI

Tra i primi lavori significativi va citato quello di WALTHER (1886) sui vulcani sottomarini del Golfo di Napoli, che ha ormai un valore storico.

Per la sismica a riflessione nel Golfo di Napoli va ricordato il lavoro di LATMIRAL *et alii*, (1971), che presenta i dati di sismica a riflessione (*Spar-ker* EG&G fino a 8 kJ e *Boomer*) acquisiti dalla M/N Dectra dell'allora Istituto Universitario Navale di Napoli (1970), integrati da una batimetria con ecoscandagli EDO e ATLAS. Vengono presentati in questo lavoro un profilo sismico da Bocca Piccola (Capri) a Pozzuoli, che mostra la stratigrafia sismica generale del Golfo, ed alcuni esempi di profili sismici sui Banchi di Ischia e di Nisida, interpretati come i relitti di due apparati vulcanici sommersi.

Un primo studio sul Golfo di Pozzuoli è stato eseguito da COLANTONI *et alii* (1972), che hanno individuato cinque principali unità sismiche separate da superfici di discontinuità. La stratigrafia degli orizzonti sismici è correlata con la successione dell'area flegrea riportata da RITTMANN (1950). In particolare, gli autori individuano un basamento acustico e lo interpretano come Tufo Grigio Campano *Auct.*

Nello stesso periodo viene ultimata una nuova carta batimetrica in scala 1:20.000 del Golfo di Pozzuoli, pubblicata dall'Istituto Geografico della Marina (SEGRE, 1972), nella quale vengono riportate le principali morfostutture del Golfo.

Nel lavoro di FINETTI & MORELLI (1974) sono illustrati i risultati di una campagna di esplorazione sismica multicanale nei Golfi di Napoli e di Pozzuoli condotta dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste a bordo della nave geofisica Geomar, nel corso della quale sono stati acquisiti 504 km di profili sismici a copertura multipla, di cui 185 km in copertura 2400% e 319 km in copertura 1200%. Gli autori individuano quattro principali orizzonti nei Golfi di Napoli e Salerno: un orizzonte "A", prossimo al limite Pliocene-Quaternario; un orizzonte "B", che costituisce la base del Pliocene-Quaternario; un orizzonte "K", coincidente con la sommità della serie carbonatica mesozoica; un orizzonte "E", correlato con la base delle evaporiti messiniane, riconosciuto solo nel Golfo di Salerno.

A questo primo impulso alla ricerca ed alla conoscenza dei Golfi di Napoli e Pozzuoli (tra cui si ricordano BERNABINI *et alii*, 1973a, b; CARBONE *et alii*, 1984; PESCATORE *et alii*, 1984), scaturito, tra gli anni '70 e '80, dalla necessità di nuove indagini per le crisi bradisismiche, è seguita, negli ultimi trenta anni, una produzione scientifica basata principalmente sulla sismica a riflessione; vanno citati gli studi sulla stratigrafia delle unità sismiche del Golfo di Napoli (FUSI *et alii*, 1991; FUSI, 1996) ed i lavori basati su modelli della stratigrafia sequenziale (MILIA, 1998a; b; c; 1999a; b; 2000; MILIA & TORRENTE, 1997; MILIA & GIORDANO, 2002).

Recentemente alcune delle linee sismiche multicanali eseguite da FINETTI & MORELLI (1974) sono state riprocesate e reinterpretate dal gruppo del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Napoli

“Federico II” coordinato dal Prof. Antonio Rapolla, in collaborazione con l'Osservatorio Vesuviano (BRUNO *et alii*, 2002).

Ulteriori rilievi aventi per oggetto la morfologia del fondale marino sono stati eseguiti a partire dagli anni '80. Un rilievo *Multibeam* del Golfo di Napoli è stato eseguito nel 1985 dalla R/V Conrad nella parte occidentale del Golfo. Alla fine degli anni '90 vengono presentati rilievi batimetrici *Multibeam* ad elevata risoluzione eseguiti dall'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero-CNR di Napoli nel 1997, che hanno fornito una visione di dettaglio delle morfostrutture del Golfo, soprattutto per quanto riguarda le aree di scarpata dei *canyon* Dohrn e Magnaghi.

Studi recenti, eseguiti nell'ambito dell'Istituto per l'Ambiente Marino Costiero del CNR di Napoli, basati su un nuovo *dataset* di magnetometria e sismica ad alta risoluzione, hanno evidenziato la forte correlazione esistente tra strutture vulcaniche superficiali e anomalie magnetiche positive in due fasce principali del Golfo, la prima ubicata nell'*offshore* del Somma-Vesuvio e la seconda nell'*offshore* dei Campi Flegrei e delle isole di Ischia e Procida (MARSELLA *et alii*, 2002; SINISCALCHI *et alii*, 2002; SECOMANDI *et alii*, 2003; AIELLO *et alii*, 2004; 2005; RUGGIERI *et alii*, 2007).

Un notevole contributo alla conoscenza dell'ambiente marino costiero e del territorio delle isole flegree (Ischia e Procida-Vivara) è stato ottenuto recentemente (2003) con uno studio multidisciplinare frutto di una cooperazione tra la Stazione Zoologica A. Dohrn e il CNR-IAMC di Napoli per la realizzazione di un'Area Marina Protetta denominata “Regno di Nettuno” (Legge 394 del 1991). Un aspetto significativo è dato dalla cartografia geologica marina a scala di grande dettaglio fornita nelle carte allegate fuori testo (BUDILLON *et alii*, 2003a; b), dove gli aspetti ambientali dell'ambiente marino costiero sono affrontati con un approccio moderno e ricchezza di informazioni e con una georeferenziazione di elevata precisione (DE LAURO *et alii*, 2003). Nell'ambito del progetto di ricerca “Regno di Nettuno”, notevoli sono anche gli studi di carattere biologico sulla *Posidonia oceanica* (L.) effettuati dalla Stazione Zoologica “Anton Dohrn” (GAMBI & TERLIZZI, 1998; BUIA *et alii*, 2001; 2003; GAMBI & BUIA, 2003; GAMBI *et alii*, 2003), riferiti particolarmente al Golfo di Napoli ed alle isole flegree.

III - INQUADRAMENTO GEO-STRUTTURALE

1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO DEL DISTRETTO DEI CAMPI FLEGREI

I Campi Flegrei sono un campo vulcanico formato da una serie di piccoli centri vulcanici a carattere principalmente monogenico. Unitamente all'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio, tale distretto si colloca nella parte centrale della Piana Campana, che strutturalmente rappresenta una zona di sprofondamento tettonico. L'attività vulcanica nei Campi Flegrei si è sviluppata in conseguenza delle fasi tettoniche distensive plio-quadernarie che hanno dato origine alla Piana Campana (DI GIROLAMO & STANZIONE, 1973; LUONGO *et alii*, 1991).

I prodotti del vulcanismo flegreo sono caratterizzati da un chimismo alcalino potassico, tipico della Provincia Magmatica Romana, con composizioni che variano da basalti shoshonitici a fonoliti (*e.g.*, CONTICELLI *et alii*, 2002 e rif. cit.; PECCERILLO, 2005 e rif. cit.). Il persistente stato di attività del sistema magmatico è testimoniato dall'eruzione del Monte Nuovo nel 1538, nonché dall'attuale presenza di fumarole, sorgenti di acque calde e dal fenomeno del bradisismo. L'attività vulcanica è dominata da eruzioni esplosive e rari episodi effusivi.

Sebbene in passato sia stata consuetudine comune considerare il vulcanismo flegreo relativo alle sole aree "continentali", le numerose evidenze di analogie nei caratteri geologici, vulcanologici, petrografici, geochimici ed isotopici (*e.g.*, DI GIROLAMO *et alii*, 1984, 1995; DE ASTIS *et alii*, 2004) suggeriscono piuttosto che le porzioni flegree "continentali" ed "insulari" (*i.e.*, le isole di Ischia e Procida) debbano essere considerate come un unico distretto vulcanico.

L'attività flegrea "insulare" appare precedente a quella "continentale", ed in particolare i prodotti dell'attività più antica, affioranti presso l'Isola di Ischia, potrebbero rappresentare l'inizio dell'intera sequenza vulcanica

flegrea. I prodotti più antichi di Ischia, infatti, seppur non ancora datati direttamente, sembrerebbero precedenti a 150 ka (POLI *et alii*, 1987; VEZZOLI, 1988). Successivo all'attività di Ischia è il vulcanismo di Procida, per il quale è stata recentemente proposta un'età di circa 70 ka (DE ASTIS *et alii*, 2004). L'attività di Procida è stata quasi esclusivamente di tipo esplosivo (PERROTTA *et alii*, 2010), dando luogo alla formazione di cinque centri vulcanici che segnano la morfologia dell'isola: Vivara, Pozzo Vecchio, Terra Murata, Fiumicello e Solchiaro. Per quanto concerne l'inizio del vulcanismo flegreo "continentale", i più antichi prodotti datati mostrano un'età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di circa 58 ka (PAPPALARDO *et alii*, 1999).

Il vulcanismo flegreo "continentale" è generalmente suddiviso sulla base di due principali eventi vulcanici i cui depositi rappresentano degli ottimi *marker* stratigrafici nell'intero distretto vulcanico. Il primo di questi due eventi è stato quello che ha dato luogo alla messa in posto del Tufo Grigio Campano (o Ignimbrite Campana *Auct.*), avvenuto intorno a 39 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; RICCI, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001). Il secondo è stato l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano, datato intorno a 15 ka ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; DEINO *et alii*, 2004). Entrambe le eruzioni hanno contribuito a formare strutture di collasso calderico (ROSI & SBRANA, 1987; ORSI *et alii*, 1996; PERROTTA *et alii*, 2006), elementi strutturali dominanti nell'ambito dell'intero distretto vulcanico. L'attività precedente il Tufo Grigio Campano è stata caratterizzata dalla formazione di un gran numero di centri eruttivi distribuiti su di un'area più vasta di quella degli attuali Campi Flegrei. Questo primitivo campo vulcanico, definito Paleoflegrei (COLE *et alii*, 1994), è stato sede di un'intensa attività vulcanica sia effusiva che esplosiva che si estendeva da Procida fino ai confini orientali dell'odierna città di Napoli. A causa dei successivi sprofondamenti calderici che hanno interessato gli odierni Campi Flegrei, testimonianze di quest'antica attività sono confinate solo all'esterno delle caldere. I prodotti eruttati variano in stile e magnitudo da magmatici a freatomagmatici e da rari effusivi ad eventi esplosivi a carattere da stromboliano a pliniano. Resti di antichi edifici vulcanici affiorano, per rimanere nell'area oggetto di questo studio, a Procida e Monte di Procida (PERROTTA *et alii*, 2010), così come a Cuma, Quarto, Camaldoli, Vomero (DI GIROLAMO *et alii*, 1984; ROSI & SBRANA, 1987). Il periodo di attività compreso tra le eruzioni del Tufo Grigio Campano e del Tufo Giallo Napoletano è stato caratterizzato da eruzioni subaeree, concentrate principalmente all'interno della caldera del Tufo Giallo Napoletano (PERROTTA, 1992). La fase di attività post-Tufo Giallo Napoletano (la cosiddetta attività "recente") è stata suddivisa in tre epoche (DI VITO *et alii*, 1999; ORSI *et alii*, 2004), sulla base dell'individuazione di due periodi di generale quiescenza. Recentemente, è stato proposto un nuovo schema cronostratigrafico che riguarda l'attività flegrea Olocenica (FEDELE *et alii*, 2011), basato sull'integrazione di età ^{14}C calibrate ed età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Secondo questo schema ci sono tre Epoche di attività vulcanica relativamente continua, intervallate da periodi di tempo di attività vulcanica non documentata. E' importante sottolineare che questi periodi non sono

considerati di quiescenza perché la maggioranza dei depositi flegrei successivi al Tufo Giallo Napoletano non sono ancora datati, rendendo quindi inadeguata la distinzione tra periodi di attività e di quiescenza. Secondo FEDELE *et alii*, (2011) la prima epoca comprende un intervallo tra 15 e 10,9 ka. La seconda epoca inizia con l'eruzione dei Fondi di Baia (9,6 ka) e termina con l'eruzione di Bacoli (8,6 ka). Infine, la terza epoca va da 6,5 ka (eruzione di Porto Miseno) a 3,9 ka (eruzione di Nisida).

2. - INQUADRAMENTO STRUTTURALE DEL DISTRETTO DEI CAMPI FLEGREI

I Campi Flegrei sono un campo vulcanico attivo che include anche l'area occidentale della città di Napoli. Molti Autori concordano nel considerare la Baia di Pozzuoli e l'area circostante come il risultato di una serie successiva di sprofondamenti calderici (*e.g.*, BARBERI *et alii*, 1991; ORSI *et alii*, 1996; PERROTTA *et alii*, 2006). Il primo a proporre la presenza di una caldera nei Campi Flegrei fu RITTMANN (1950) che associò questa struttura alla messa in posto del Tufo Grigio Campano (successivamente rinominato Ignimbrite Campana). RITTMANN suggerì che il campo vulcanico flegreo si fosse formato a seguito del collasso di un vecchio stratovulcano, l'Archiflegreo, estesamente sprofondato durante l'eruzione del Tufo Grigio Campano. Evidenze geologiche successive hanno mostrato che l'attività pre-calderica è stata, invece, dominata da numerosi centri monogenici sia effusivi che esplosivi (ROSI & SBRANA, 1987). Questo campo vulcanico (Paleoflegrei), prima dell'eruzione del Tufo Grigio Campano, aveva un'estensione maggiore degli odierni Campi Flegrei, includendo anche la città di Napoli (COLE *et alii*, 1994). Il bordo calderico di RITTMANN è stato riproposto da ROSI & SBRANA (1987) che, sulla base del modello di formazione delle brecce co-ignimbritiche proposto da DRUITT & SPARKS (1982), identificarono la successione Piperno-Breccia Museo come la facies prossimale, saldata e grossolana, del Tufo Grigio Campano, esposta lungo il bordo calderico. Indagini geofisiche dei Campi Flegrei hanno permesso a LIRER *et alii* (1987) e SCANDONE *et alii* (1991) di reinterpretare il bordo calderico come dovuto ad un'eruzione più recente, quella del Tufo Giallo Napoletano, avvenuta 15 ka (DEINO *et alii*, 2004). BARBERI *et alii* (1991) suggerirono la presenza di tre caldere (le più giovani interne alla più antica) rispettivamente associate al Tufo Grigio Campano e a tufi gialli dei centri eruttivi più recenti. Sulla base del ritrovamento sul bordo calderico proposto da RITTMANN (1950) di successioni piroclastiche più antiche del Tufo Giallo Napoletano, SCARPATI *et alii* (1993) confermarono che tale caldera non poteva essere associata all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano. Il bordo calderico del Tufo Giallo Napoletano è individuato solo lungo il versante settentrionale della collina di Posillipo, mentre ogni altra parte è considerata sepolta sotto i prodotti dell'attività flegrea più recente (SCARPATI *et alii*, 1993). Il bordo orientale della caldera associata al Tufo Grigio

Campano è stato esteso verso est da ORSI *et alii* (1996), includendo buona parte della città di Napoli. Il ritrovamento della successione prossimale del Tufo Grigio Campano (Piperno-Breccia Museo) all'interno della città di Napoli ha permesso di articolare con maggiore accuratezza l'andamento di questa struttura vulcano-tettonica attraverso il tessuto urbano cittadino (PERROTTA *et alii*, 2006).

3. - INQUADRAMENTO GEO-TETTONICO DEL MARGINE TIRRENICO CAMPANO

Il settore tirrenico della catena appenninica è stato interessato, durante il Quaternario, da forti tassi di subsidenza tettonica in un regime di distensione continentale e di conseguente estensione. Ciò ha determinato la formazione delle ampie depressioni strutturali denominate Piana Campana, e Piana del Sele, caratterizzate al loro interno da spessi accumuli di depositi clastici marini e continentali che si alternano con abbondanti prodotti vulcanici. Nel complesso tali strutture individuano ampie pianure alluvionali (APRILE & ORTOLANI, 1978; CINQUE *et alii*, 1987; 1997; BRANCACCIO & CINQUE, 1992; BRANCACCIO *et alii*, 1991; 1995; SCANDONE *et alii*, 1991; BELLUCCI, 1994; ROMANO *et alii*, 1994). La piattaforma continentale che si estende dal Golfo di Gaeta fino al Golfo di Salerno costituisce l'estensione verso mare delle piane costiere alluvionali. L'età di inizio della sedimentazione nelle suddette piane è essenzialmente pleistocenica, sebbene manchi una datazione precisa delle prime sequenze che ricoprono il basamento acustico, rappresentato da carbonati meso-cenozoici (*Piattaforma Campano-Lucana Auct.*; D'ARGENIO *et alii*, 1973; COCCO & D'ARGENIO, 1988), da sequenze cenozoiche deformate e da depositi sintettonici di *flysch* a queste associate (*Flysch del Cilento Auct.*; *Complesso Sicilide Auct.*; *Complesso Liguride Auct.*; BONARDI *et alii*, 1992). Le piane alluvionali sono delimitate verso nord-est dai rilievi interni della catena appenninica; la loro continuità è interrotta da alti strutturali ad andamento NE-SO e da complessi vulcanici (Roccamonfina, Campi Flegrei e Somma-Vesuvio).

Analogamente ad altri bacini del margine del Tirreno meridionale, il Golfo di Napoli rappresenta un bacino peritirrenico (FABBRI *et alii*, 1981), un'area marina fortemente subsidente caratterizzata da spessi accumuli sedimentari la cui continuità fisiografica sulla terraferma è rappresentata dalla Piana Campana. L'origine dei bacini sedimentari peritirrenici e la loro subsidenza lungo il settore campano del margine tirrenico orientale sono stati oggetto di vari studi basati su osservazioni geologiche di terreno e su dati sismici e di pozzo nel sottosuolo a terra ed a mare (FINETTI & MORELLI, 1974; APRILE & ORTOLANI, 1978; FABBRI *et alii*, 1981; BARTOLE, 1984; BARTOLE *et alii*, 1984; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; MARIANI & PRATO, 1992; AIELLO *et alii*, 1997a; b; BERTOTTI *et alii*, 1999; CHIOCCI *et alii*, 1998; CHIOCCI & DE ALTERIIS, 2006; SECOMANDI *et alii*, 2003; D'ARGENIO *et alii*, 2004). Ciononostante, la relativa assenza di dati sismici recenti e, soprattutto, l'assenza di dati litostratigrafici profondi nel Golfo di Napoli,

rendono complessa la ricostruzione dell'età di formazione del bacino e la calibrazione, anche qualitativa, delle unità sismiche che ne caratterizzano l'architettura stratigrafica.

Il Golfo di Napoli è caratterizzato, al di sotto della copertura sedimentaria plio-quadernaria, dalla presenza delle unità tettoniche interne della catena appenninica, che risultano dal prolungamento verso mare delle corrispondenti unità affioranti nei settori costieri dell'Appennino meridionale (D'ARGENIO *et alii*, 1973; PATACCA *et alii*, 1990; CINQUE *et alii*, 1997). Tra queste assumono particolare rilevanza una sequenza carbonatica profonda, che forma il basamento acustico ed è costituita da unità di piattaforma carbonatica mesozoica, estesamente affiorante a terra nei settori costieri dell'Appennino meridionale, ed una sovrastante sequenza più o meno caotica, formata da sedimenti cenozoici e dai depositi di flysch a questi associati, fortemente deformati (BARTOLE, 1984).

A scala regionale, i lineamenti strutturali sono caratterizzati sia da andamenti appenninici NO-SE che da andamenti anti-appenninici NE-SO. In particolare, il Golfo di Napoli è caratterizzato da due lineamenti anti-appenninici principali: la faglia Campi Flegrei-Ischia e la faglia Capri-Penisola Sorrentina. In corrispondenza di queste faglie si osservano grandi ribassamenti delle sequenze meso-cenozoiche, che rappresentano il basamento acustico. In particolare, il Golfo di Napoli si è formato in seguito a due eventi tettonici estensionali, che si sono succeduti durante il Pleistocene. Il primo, esplicitatosi durante il Pleistocene inferiore lungo faglie dirette ad andamento NO-SE, ha consentito la formazione della depressione della Piana Campana, ad andamento parallelo rispetto alla catena. Il secondo evento tettonico, di età compresa tra il Pleistocene inferiore ed il Pleistocene medio, ha prodotto strutture asimmetriche di tipo *half-graben*, ed ha caratterizzato tutto il margine campano. Il Golfo di Napoli rappresenta quindi un bacino estensionale di semi-*graben*, controllato da faglie dirette. Particolare rilevanza è assunta anche dalla faglia anti-appenninica che dal *canyon* Dohrn decorre verso il Banco di Fuori. Tale faglia separa il settore orientale del Golfo di Napoli, dove sono presenti unità sedimentarie, da quello occidentale, dove prevalgono le unità vulcaniche legate all'attività dei complessi vulcanici dei Campi Flegrei continentali e delle isole di Ischia e Procida (FUSI *et alii*, 1991).

L'attività vulcanica ha avuto un ruolo rilevante nella regione durante il Quaternario controllando in modo significativo l'architettura stratigrafica dei bacini sedimentari. Relativamente ai numerosi studi sui vulcani affioranti in superficie, ancora frammentarie sono le conoscenze sugli apparati vulcanici sepolti nel sottosuolo e quasi inesistenti quelle relative ai vulcani presenti sotto il fondo marino.

3.1. - STRATIGRAFIA DEL GOLFO DI NAPOLI

L'architettura stratigrafica del margine campano, ed in particolare del Golfo di Napoli, è illustrata dal profilo sismico multicanale NAM3 (Fig.

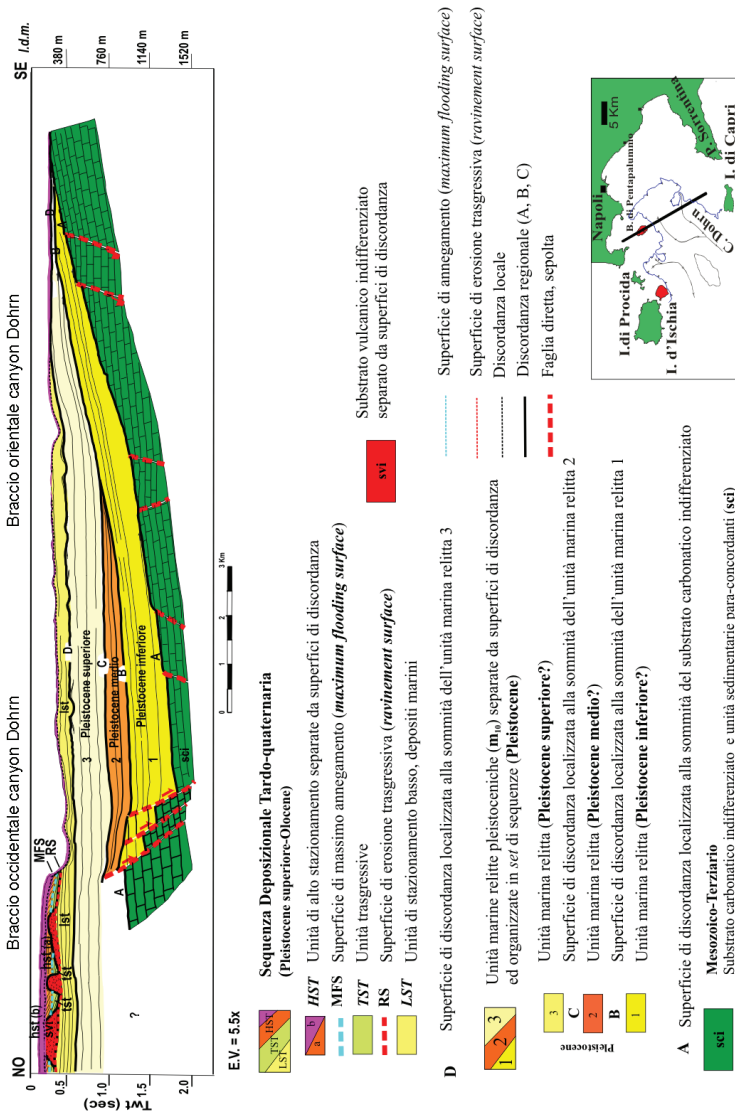


Fig. 6 - Interpretazione del profilo sismico multicanale NAM3 – Golfo di Napoli (Foglio geologico n. 465 “Isola di Procida”). Si veda il riquadro in basso per l'ubicazione della sezione. La sezione descrive l'architettura stratigrafica del Golfo di Napoli lungo un transetto che decorre dall'offshore delle isole di Ischia e Procida a nord-ovest attraverso il canyon Dohrn fino all'offshore di Bocca Piccola tra la Penisola Sorrentina e l'Isola di Capri. 1: Basamento acustico carbonatico meso-cenozoico. 2: Cuneo progradante (Pleistocene inferiore-medio?). 3: Sequenza trasgressiva sintettonica (Pleistocene medio?). 4: Cuneo progradante. 5: Complessi vulcanici dell'offshore tra le isole di Ischia e Procida. 6: Sequenza tardo-quaternaria: riempimenti trasgressivi in onlap bidirezionale sul top dei corpi vulcanici (TST) e cunei progradanti di regressione forzata (LST/FST). 7: Sequenza tardo-quaternaria: drappoggio di depositi olocenici (HST).

6), acquisito dal Geomare Sud di Napoli durante la crociera GMS96-01 (Responsabile scientifico: dott. E. MARSELLA). La sezione geologica lungo il profilo NAM3 mostra la presenza del basamento acustico carbonatico meso-cenozoico, ricoperto dal riempimento del bacino sedimentario, che è composto da alcune sequenze sismiche separate da *unconformity* regionali. Il basamento acustico, che mostra una facies sismica caotica, costituisce una struttura monoclinale inclinata verso NO, procedendo dall'alto strutturale della Penisola Sorrentina verso il centro del bacino (unità **sci** in Figura 6). L'unità è correlabile con i carbonati meso-cenozoici estesamente affioranti a terra nella Penisola Sorrentina e nell'Isola di Capri. Le inclinazioni misurate dei riflettori sismici nella sequenza carbonatica sono di circa 6-7°. Tali valori sono abbastanza simili a quelli medi delle inclinazioni misurate in affioramenti carbonatici della Penisola Sorrentina.

Il riempimento della depressione del Golfo di Napoli consiste di due cunei progradanti (unità **1** e **3** in Figura 6), ciascuno caratterizzato da *pattern* acustici e facies sismiche distinte. L'unità 1 è caratterizzata da alternanze di intervalli di riflettori sismici altamente continui e paralleli e di intervalli acusticamente trasparenti. L'unità progradazionale, inclinata verso NO, presenta *topset* erosi e clinoformi preservati, ed è stata interpretata come un cuneo relitto progradante con probabile età pleistocenica inferiore-media, che presenta la sua area depocentrale tra la Penisola Sorrentina e l'Isola di Capri.

Sia i carbonati meso-cenozoici che l'unità 1 sono stati probabilmente coinvolti in una rotazione durante le fasi tettoniche estensionali che hanno dislocato verticalmente i terreni affioranti nella Penisola Sorrentina. Tale rotazione ha provocato l'aumento di pendenza dei riflettori sismici all'interno dell'unità. Sulla piattaforma continentale (a destra nella sezione) i riflettori sismici sono troncati da una *unconformity*, probabilmente subaerea, che sembra indicare un abbassamento relativo del livello marino ed un corrispondente spostamento verso mare delle facies marine e costiere, unitamente a *bypass* sedimentario e forte erosione della piattaforma e della scarpata superiore.

I clinoformi dell'unità 2 ricoprono progressivamente in *onlap* le aree di bacino e poggiano sulla *unconformity* localizzata alla sommità dell'unità 2. L'unità 2 rappresenta un'unità trasgressiva, con geometria esterna cuneiforme, che si sviluppa durante il sollevamento del livello marino successivo all'abbassamento eustatico corrispondente alla *unconformity* che tronca il substrato meso-cenozoico (**sci**) e l'unità 1 (Fig. 6).

Al di sopra dell'unità 2 si sviluppa uno spesso cuneo progradante (unità **3** in Fig. 6), caratterizzato da clinoformi sigmoidali altamente continui, che rappresenta un'importante unità stratigrafica nel riempimento del bacino. La progradazione del cuneo sedimentario corrispondente con l'unità 3 avviene da SE verso NO, evidenziando sorgenti di alimentazione dei sedimenti (*entry points*) del cuneo provenienti dall'alto strutturale Isola di Capri-Penisola Sorrentina. In particolare, la progradazione sigmoidale appare ben evidente nelle aree di piattaforma continentale e su profili sismici

perpendicolari a quello mostrato in Figura 6. Procedendo verso il bacino gli orizzonti sismici dell'unità 3 tendono a diventare subparalleli. Tale unità, denominata m_{10} origina morfologie relitte, localizzate in corrispondenza del ciglio attuale della piattaforma continentale ed in corrispondenza del braccio orientale del *canyon* Dohrn, dove sono ricoperte dai depositi del *Lowstand Systems Tract* (LST).

I depositi marini e costieri appartenenti alla Sequenza Deposizionale Tardo-Quaternaria sono caratterizzati da clinoformi da sigmoidi ad obliqui e/o da riflettori subparalleli, essi formano piccoli cunei progradanti deposti sulla piattaforma continentale e/o sui fianchi degli edifici vulcanici sepolti o si presentano come riempimenti di depressioni intra-bacinali (unità **LST** in Fig. 6). I depositi del *Lowstand Systems Tract* sono incisi dal braccio orientale del *canyon* Dohrn. I depositi vulcanici dell'*offshore* di Ischia e Procida (unità **svi** in Fig. 6) si rinvengono sia al di sopra dei depositi **LST** che in eteropia di facies. I depositi di **TST** (*Trasgressive Systems Tract*) sono caratterizzati da geometrie di retrogradazione degli orizzonti sismici all'interno di piccole depressioni intra-piattaforma. All'interno della sequenza Tardo-Quaternaria i depositi di **HST** (*Highstand Systems Tract*), caratterizzati da riflettori sismici continui da paralleli a subparalleli (unità **HST** in Fig. 6), si presentano come drappaggi sedimentari affioranti al fondo marino.

IV - INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

1. - AREE EMERSE

L'area compresa nel Foglio "Isola di Procida" presenta delle caratteristiche morfologiche dominate da elementi di chiara origine vulcanica.

L'Isola di Procida, pur essendo geograficamente distinta dall'antistante area sud-occidentale dei Campi Flegrei, ne risulta collegata attraverso l'isobata dei 20 metri. L'isola presenta una morfologia complessivamente pianeggiante, in cui le quote massime si raggiungono presso la costa NE, in località Terra Murata (51 metri s.l.m.) e sull'isolotto di Vivara (109 metri s.l.m.). Quest'ultimo è collegato a Procida (Promontorio di S. Margherita Vecchia) tramite un ponte artificiale. L'Isola di Procida è completamente costituita da depositi vulcanici in prevalenza di natura piroclastica e quindi associabili ad attività vulcanica di natura esplosiva, i cui centri eruttivi sono per la quasi totalità locali. Più nel dettaglio, si tratta degli edifici monogenici di Vivara, Pozzo Vecchio, Terra Murata, Fiumicello e Solchiaro. Uno di questi (Pozzo Vecchio) è caratterizzato da una successione di prodotti vulcanici comprendenti anche una colata lavica (il duomo lavico di Punta Ottimo), che rappresenta l'unico episodio effusivo presente sull'isola. Procida sembrerebbe aver attraversato almeno tre distinte fasi di sollevamento nell'intervallo di tempo compreso tra 40 e 4 ka, come provato da evidenze di carattere paleo-morfologico (in particolare il ritrovamento di antichi terrazzi marini) e micropaleontologico (AIELLO *et alii*, 2007).

Nell'area cartografata affiorano i resti di cinque vulcani monogenici la cui costruzione è associata alla deposizione prossimale di prodotti freatomagmatici, ad eccezione di un solo caso che presenta una fase effusiva (Pozzo Vecchio). I vulcani sono tra loro molto simili, essendo formati da successioni di depositi a matrice cineritica, massivi o gradati, a volte interstratificati con livelli di lapilli. I depositi presentano diffuse

Tab. 1 - *Classificazione su base morfologica (HEIKEN, 1971) dei centri eruttivi individuati nell'area in esame.*

Vulcano	Massima altezza (m)	Diametro basale (km)	Rapporto Altezza/base	Classificazione
Solchiaro	60	2.4	1:40	Tuff ring
Fiumicello	40	0.8	1:20	Tuff ring
Terra Murata	80	0.75	1:10	Tuff cone
Pozzo Vecchio	40	0.75	1:19	Tuff ring
Vivara	70	1.3	1:19	Tuff ring

impronte di impatto e sono spesso separati da superfici erosive. Le successioni piroclastiche sono spesso litificate per zeolitizzazione (DE'GENNARO *et alii*, 2000). Localmente, la parte alta delle successioni preserva l'originale facies grigia ed incoerente. Il pendio esterno di questi vulcani è meno acclive di quello interno. In accordo con i parametri classificativi proposti da HEIKEN (1971) basati sul rapporto altezza (h) diametro di base (w), i vulcani monogenici sono classificati come: *coni di cenere* ($h/w=1/5$), *tuff cone* ($h/w=1/9-1/11$) e *tuff ring* ($h/w=1/10-1/30$). Questi parametri sono stati misurati per i centri eruttivi meglio preservati o estrapolati in caso di estesa erosione (Tab. 1). Con la sola eccezione del vulcano di Terra Murata, classificato come *tuff cone*, gli edifici dell'Isola di Procida sono tutti risultati *tuff ring*.

2. - AREE MARINE

Gran parte del Golfo di Napoli risulta inclusa nel Foglio "Isola di Procida" n. 465 in scala 1:50.000. La piattaforma continentale ha un'ampiezza variabile da pochi chilometri fino a circa 15 chilometri, al largo della costa di Sorrento.

La fisiografia della piattaforma è controllata dalle interazioni tra il vulcanismo subaereo e sottomarino, che ha diffusamente interessato il margine continentale campano durante il Pleistocene superiore, e dall'erosione lineare operata dai *canyon* Dohrn e Magnaghi e dai loro canali tributari (Fig. 7).

La piattaforma continentale del Golfo di Napoli è drappaggiata quasi ovunque da depositi olocenici formatisi nel corso dell'ultimo stazionamento alto del livello marino. Il ciglio della piattaforma è attestato su profondità comprese tra -120 e -170 m in seguito al controllo dell'ultimo basso eustatico glaciale, ad eccezione della zona antistante la Collina di Posillipo, dove lo *shelf break* appare controllato tettonicamente ed è posto

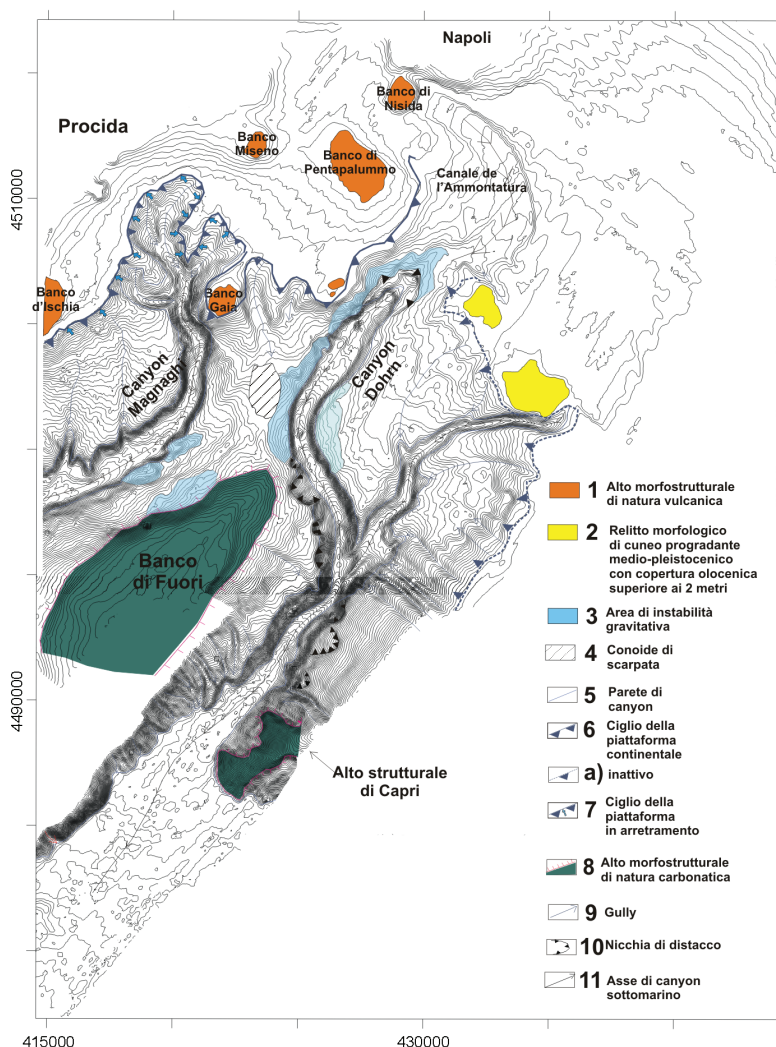


Fig. 7 - Carta geomorfologica dei canyon Dohrn e Magnaghi (Golfo di Napoli) costruita in base all'interpretazione geologica della batimetria Multibeam (ELAC BottomChart MK2).

in corrispondenza dell'isobata dei -90 m.

Le isole di Procida e Vivara, unitamente all'Isola di Ischia, costituiscono alti morfostrutturali di origine vulcanica che si elevano dalla piattaforma continentale. Esse formano un allineamento orientato SO-NE (Fig. 1) che suddivide settori di piattaforma continentale tipologicamente differenti, separando quello antistante il litorale del basso Lazio - Campania settentrionale, caratterizzato da processi deposizionali in atto, da quello a meridione dell'area napoletana (Golfo di Napoli), dominato dall'interazione accumulo-erosione (DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003).

La piattaforma continentale che circonda le isole di Procida e Vivara presenta un'ampiezza variabile da pochi chilometri (a SE dell'Isola di Procida) fino a circa 10-15 chilometri (a NO dell'Isola di Vivara) evidenziando una notevole asimmetria della piattaforma. Il ciglio della piattaforma è attestato su profondità comprese tra -130 m e -170 m. La piattaforma continentale è caratterizzata da una morfologia articolata, soprattutto per la presenza di alti morfostrutturali che costituiscono relitti di edifici vulcanici sommersi, individuati nell'area nord occidentale: vulcano dei Ruomoli e la secca delle Formiche inclusi nella cartografia in scala 1:10.000; nelle aree meridionale e orientale sono presenti: Banco di Nisida, Banco di Pentapalumbo, Banco di Miseno, Banco Gaia, Banco di Ischia; nella scarpata continentale è presente un alto morfostrutturale di origine carbonatica: Banco di Fuori.

Si ritrovano nel settore meridionale elementi legati alle principali vie di trasporto dei sedimenti verso la scarpata continentale che sono rappresentate dalle profonde incisioni lineari dei *canyon* Dohrn e Magnaghi. Non mancano, inoltre, strutture della deformazione fragile recente, talvolta responsabili della dislocazione degli elementi morfologici sopra menzionati.

2.1. - I FONDALI PERICOSTIERI INSULARI

La fascia costiera sommersa, al di sopra dei 30 m di profondità, che orla le isole di Procida e Vivara è delimitata a sud-ovest dal Canale di Ischia e a nord est dal Canale di Procida. Questi due bracci di mare sono caratterizzati da profondità relativamente basse: l'isobata dei -30 m collega infatti le Isole di Vivara e Procida con quella di Ischia, mentre l'isobata dei -20 m le collega con la porzione continentale dei Campi Flegrei.

Nel complesso, l'area che comprende le isole flegree (Ischia, Vivara e Procida), unitamente alla porzione sommersa del Canale di Ischia e del Canale di Procida, costituisce un alto morfologico in corrispondenza della soglia tra la piattaforma continentale del Golfo di Gaeta a nord e quella più profonda del Golfo di Napoli a sud. Una simile soglia morfologica sembra marcare una zona di transizione con differenti caratteri crostali rispetto ai settori contigui (DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003). I due canali di Procida e di Ischia rappresentano le uniche vie di transito dei sedimenti dai settori di piattaforma adiacenti.

Similmente a quanto osservato a più grande scala sulla piattaforma continentale, i fondali pericostieri insulari sono caratterizzati da una notevole asimmetria; i fondali che cingono il lato occidentale e nord-occidentale delle Isole di Procida e di Vivara e che si collegano con i settori della piattaforma del Golfo di Gaeta sono caratterizzati da ampie aree a debole pendenza al di sopra dei -30 m, laddove quelli che circondano la porzione orientale e sud-orientale, che si collegano con i settori della piattaforma continentale del Golfo di Napoli, al di sopra dei -30 m presentano aree più ristrette e più ripide (PUTIGNANO *et alii*, 2009, PUTIGNANO & SCHIATTARELLA, 2010).

V - CRONOLOGIA

1. - EVOLUZIONE CRONOLOGICA DELL'AREA STUDIATA

La geologia dell'area compresa nel Foglio "Isola di Procida" è il risultato di una complessa successione di eventi vulcanici avvenuti in età recente. Tale attività ha fatto seguito alla fase di generale distensione che ha interessato l'area campana a partire dal Pliocene, risultando nella formazione del *graben* della Piana Campana (SCANDONE, 1979; DOGLIONI, 1991; DE VIVO *et alii*, 2001).

La fase iniziale dell'attività eruttiva incentrata sull'Isola di Procida è in buona parte coeva con quella più antica sviluppatasi nei Campi Flegrei continentali (PERROTTA *et alii*, 2010). I più antichi prodotti rinvenuti a Procida sono quelli relativi agli edifici di Vivara, Pozzo Vecchio e Terra Murata, per i quali non sono noti i reciproci rapporti stratigrafici né sono disponibili valori di età assoluta. La loro messa in posto risale verosimilmente ad un periodo precedente 55 ka (età dei prodotti del Tufo Verde del Monte Epomeo, ad essi successivo; VEZZOLI, 1988). Alcuni autori, sulla base di considerazioni di tipo vulcanologico-stratigrafico, hanno proposto per tali apparati un'età prossima a 70 ka (DE ASTIS *et alii*, 2004). La sequenza cronologica degli eventi dell'Isola di Procida prosegue con l'eruzione di Fiumicello, non datata in termini assoluti ma sicuramente precedente a 55 ka, e con quella di Solchiaro, cui è stata attribuita un'età di 19 ka (ALESSIO *et alii*, 1976) o di 17 ka (LIRER *et alii*, 1991). La sequenza stratigrafica dell'area procede con un gran numero di livelli piroclastici di varia provenienza, tanto locale quanto procidana e/o ischitana. Nell'ambito del complesso *record* geologico registrato negli affioramenti in esame spiccano i prodotti della Breccia Museo (39 ka; RICCI, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001; FEDELE *et alii*, 2008), facies prossimale dell'eruzione del Tufo Grigio Campano e quelli del Tufo Giallo Napoletano (15 ka; DEINO *et alii*, 2004), i due più importanti *marker* stratigrafici dell'intero distretto flegreo.

E' bene sottolineare che l'utilizzo di diverse metodologie analitiche per la datazione delle unità vulcaniche flegree (principalmente ^{14}C e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) rende necessario uniformare i dati geocronologici esistenti riferendoli ad una scala temporale unitaria. Le età ^{14}C sono state pertanto "calibrate" (utilizzando il software CALPAL-2007 ed il data set CALPAL-2007_{HULU}; WENINGER *et alii*, 2008), ovvero è stata effettuata la correzione legata alle variazioni secolari dell'abbondanza di $^{14}\text{CO}_2$ nella troposfera, in modo da poterle raffrontare con le età assolute ottenute tramite il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Pertanto, per le età ^{14}C riportate in letteratura per alcuni depositi osservati nell'area del Foglio verranno indicati, assieme ai dati riportati dagli autori, i dati calibrati seguendo la medesima procedura (con il relativo errore 1σ).

VI - LIVELLI GUIDA

La ricostruzione stratigrafica dei depositi dell'area in esame è stata agevolata dalla presenza di depositi vulcanici che rappresentano livelli guida, *marker* stratigrafici caratterizzati da un'ampia distribuzione areale e legati ad un evento caratterizzato da una precisa collocazione nella scala cronostatigrafica. A seconda della loro distribuzione e presenza nell'ambito delle successioni stratigrafiche affioranti, è possibile suddividere i livelli guida usati nel Foglio Procida in locali e regionali. I livelli guida locali rappresentano degli orizzonti litologicamente ben distinguibili, associati ad eruzioni di intensità e magnitudo limitate. Sono essenzialmente depositi da caduta che preservano le loro caratteristiche strutturali e tessiturali nell'intera area rilevata. I livelli guida regionali sono invece associati ad eruzioni di elevata intensità e magnitudo (i massimi volumi eruttati sono associati alle eruzioni del Tufo Giallo Napoletano e del Tufo Grigio Campano e sono, rispettivamente, di circa 50 ed oltre 100 km³; SCARPATI *et alii*, 1993; PERROTTA & SCARPATI, 2003) e sono quindi presenti in un'area molto maggiore di quella rilevata, permettendo ampie correlazioni con le formazioni affioranti in tutto il distretto flegreo, con i prodotti del Somma-Vesuvio e con le formazioni pleistoceniche della Piana Campana e dei vicini rilievi appenninici. A differenza dei livelli guida locali i livelli guida regionali possono presentare delle variazioni di facies più complesse, ma che, una volta ricostruite, permettono correlazioni su aree di migliaia o decine di migliaia di chilometri quadrati (*e.g.*, Tufo Grigio Campano).

I più antichi livelli guida a rilevanza locale che sono stati individuati nell'ambito della successione stratigrafica dell'area sono i depositi delle Pomici Pliniane C e delle Pomici Pliniane B (VEZZOLI, 1988). Tali depositi, infatti, danno luogo ad un orizzonte molto caratteristico e di facile individuazione, osservabile in maniera diffusa in tutta l'area del Foglio "Isola di Procida". I depositi delle Pomici Pliniane C e B sono rappresentati da due orizzonti pomicei da caduta di colore chiaro, attribuiti alle eruzioni di Pignatiello (attività dell'Isola di Ischia; ROSI *et alii*, 1988; VEZZOLI, 1988;

DE ASTIS *et alii*, 2004). Essi si trovano rispettivamente nella parte alta della formazione di Pignatiello (**PPA₁**) e alla base del sintema del Rifugio S. Nicola (**SNL**).

Il successivo livello guida è rappresentato dalla formazione del Tufo Grigio Campano (**TGC**), senza dubbio il più importante dei *marker* stratigrafici flegrei. Si tratta di un livello di interesse regionale ed extra-regionale i cui depositi sono diffusamente presenti in tutta la Piana Campana dove possono raggiungere spessori dell'ordine di alcune decine di metri (BARBERI *et alii*, 1978; ORTOLANI & APRILE, 1985; ROSI & SBRANA, 1987). Nelle facies prossimali (*i.e.*, a ridosso del margine della caldera dei Campi Flegrei) i depositi del **TGC** sono rappresentati principalmente da una breccia eterolitologica grossolana, ricca in elementi litici (*i.e.*, “Breccia Museo”, **TGC₁**; JOHNSTON-LAVIS, 1888; DI GIROLAMO *et alii*, 1984; PERROTTA & SCARPATI, 1994; MELLUSO *et alii*, 1995; FEDELE *et alii*, 2008) e da orizzonti saldati (*i.e.*, il “Piperno”; DE LORENZO, 1904; RITTMANN, 1950; PERROTTA *et alii*, 2006). Nelle aree distali il **TGC** è costituito da un orizzonte pomiceo stratificato (PERROTTA & SCARPATI, 2003), cui si sovrappone un tufo grigio saldato che verso l'alto passa gradualmente ad una facies gialla zeolitizzata (FISHER *et alii*, 1993; CAPPELLETTI *et alii*, 2003). L'età dei prodotti di tale livello-guida è stata valutata intorno a 39 ka (RICCI, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001).

Di rilevanza sicuramente minore è la formazione del tufo di Solchiaro (**SHI**), che costituisce un livello guida di carattere locale, associato all'attività del più recente dei centri eruttivi localizzati sull'Isola di Procida. Dattazioni ¹⁴C indicano per i prodotti di tale eruzione un'età <19 ka (ALESSIO *et alii*, 1976) o <17 ka (LIRER *et alii*, 1991).

VII - STRATIGRAFIA DELLE AREE EMERSE

1. - ISOLA DI PROCIDA

1.1. - INTRODUZIONE

In questo capitolo saranno illustrate le principali caratteristiche litologiche e vulcanologiche delle formazioni vulcaniche rilevate.

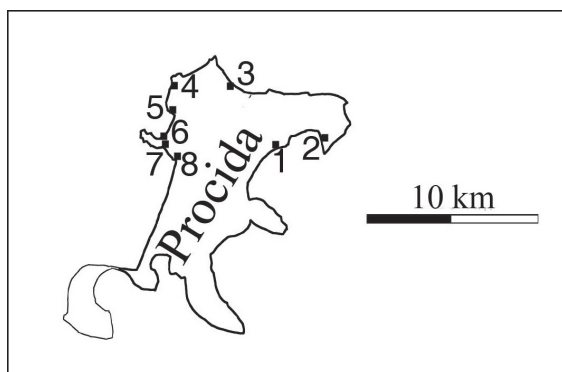
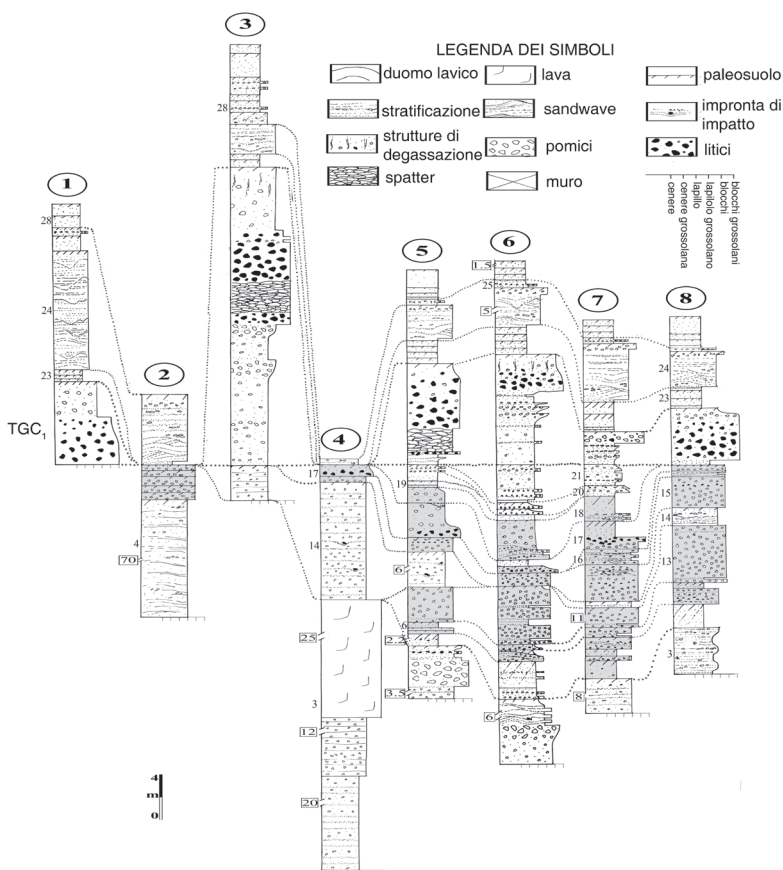
Nella Tabella 2 sono riportate le relazioni stratigrafiche tra le formazioni cartografate insieme ai gruppi ed ai sintemi, quando istituiti. Sono inoltre riportati i litosomi e/o le unità eruttive che le costituiscono. I dati di rilevamento hanno permesso l'individuazione di 6 formazioni (in successione stratigrafica): tufi di Procida (**TBP**), piroclastiti del Canale di Ischia inferiore (**CNF**), formazione di Pignatiello *Auct.*, membro della Baia del Porticello (**PPA₁**), tufo di Fiumicello di Procida (**TFM**), Tufo Grigio Campano, membro "Breccia Museo" *Auct.* (**TGC₁**), tufo di Solchiaro (**SHI**).

Nell'area rilevata le discontinuità osservate alla base delle formazioni di Pignatiello e del Tufo Grigio Campano individuano il sintema del Rifugio di S. Nicola, mentre la discontinuità a tetto del Tufo Grigio Campano identifica, unitamente alla superficie topografica, il sintema Vesuviano-Flegreo. Numerose e dettagliate sezioni stratigrafiche sono state realizzate lungo le falesie di Procida. La stratigrafia generale è sintetizzata nelle colonne stratigrafiche di Figura 8, correlate su basi litostratigrafiche. L'ubicazione delle colonne stratigrafiche riportate è indicata in Figura 9. In Figura 10 sono riportate, invece, alcune sezioni geologiche significative (la cui ubicazione è fornita nella Figura 11).

Tab. 2 - Relazioni stratigrafiche tra le formazioni cartografate, insieme ai gruppi ed ai sintemi, quando istituiti. Per ciascuna di queste sono riportati anche i litosomi e/o le unità eruttive che le costituiscono. Per ciascuno dei depositi è stata indicata la distribuzione in relazione alla loro occorrenza.

RELAZIONI STRATIGRAFICA TRA LE
UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE E I DEPOSITI ERUTTIVI

				Unità Litostratigrafiche	
				formazioni	gruppi
Depositi eruttivi					
28 Depositi cineritici con intercalati livelli pomicei					gruppo dell'Isola di Procida (PD)
27 Cineriti				tufo di Solchiaro (SHI)	
26 Deposito da caduta pomiceo					
25 Cineriti					
24 tufo di Solchiaro					
23 Cineriti					
22 Tufo Grigio Campano - membro "Breccia Museo"				Tufo Grigio Campano - membro "Breccia Museo" (TGC1)	
21 Cineriti					gruppo di Punta Serra (GA)
20 Deposito da caduta stratificato pomiceo con cineriti intercate					
19 Cinerite stratificata grigia					
18 Cinerite dell'Epomeo					
17 Breccia di Monte S. Angelo					
16 Cinerite del Canale di Ischia Superiore					
15 Deposito da caduta pomiceo (Pignatiello B)					
14 tufo di Fiumicello di Procida				tufo di Fiumicello di Procida (TFM)	
13 Deposito da caduta pomiceo (Pignatiello C)				formazione di Pignatiello Auct.-membro della Baia del Porticello (PPA1)	gruppo del Ciraccio (GO)
12 Deposito da caduta pomiceo					
11 Deposito da caduta pomiceo					
10 Deposito da caduta pomiceo					
9 Deposito da caduta pomiceo					
8 Deposito da caduta pomiceo					
7 Deposito da caduta pomiceo					
6 Piroclastiti del Canale di Ischia Inferiore					
5 Deposito da caduta pomiceo					
1 lave dei Ruomoli (RMU)	2 tufo di Vivara (TVV)	3 tufo di Pozzo Vecchio (PVH)	4 tufo di Terra Murata (TMU)	tufi di Procida (TBP)	



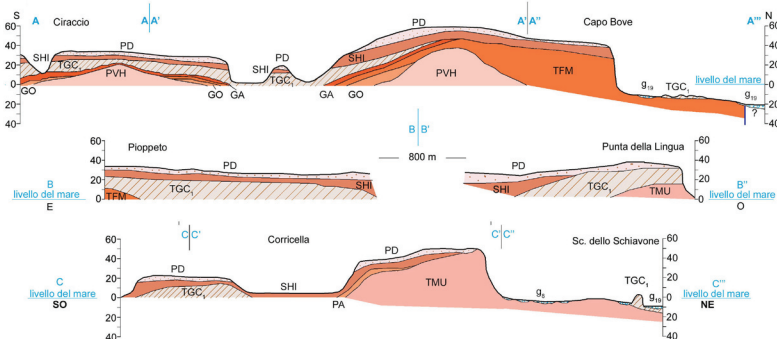


Fig. 10 - Sezioni geologiche delle successioni affioranti a Procida. Alcune formazioni sono raggruppate per permettere una loro rappresentazione nella scala adottata. Per la traccia delle sezioni vedi Figura 11. Esagerazione verticale delle sezioni x2.

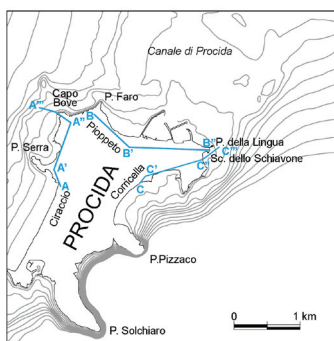


Fig. 11 - Ubicazione delle sezioni geologiche riportate in Figura 10.

1.2. - TUFFI DI PROCIDA (TBP)

Tufi stratificati di colore variabile dal giallo ocra al grigio (in funzione del grado di litificazione più o meno intenso) e subordinate lave, relitti di tre centri vulcanici (litosomi di Vivara, Pozzo Vecchio e Terra Murata). Tali depositi testimoniano l'attività di un antico campo vulcanico con eruzioni prevalentemente esplosive e freatomagmatiche, cui si aggiungono le lave dei Ruommoli. I depositi si trovano alla base della formazione di Pignatiello e rappresentano la successione vulcanica più antica affiorante nell'area rilevata. I rapporti stratigrafici relativi tra i singoli centri eruttivi non possono essere definiti a causa della limitata distribuzione dei depositi ad essi associati. La composizione della frazione juvenile dei tufi varia da trachibasalto potassico a shoshonite per i prodotti di Vivara, a shoshonitica per i prodotti di Terra Murata, mentre i rimanenti apparati sono caratterizzati da composizione trachitica-fonolitica. Età superiore ai 75 ka.

Di seguito sono descritti i caratteri litologici, morfologici, e geocronologici dei litosomi citati.

1.2.1. - *lave dei Ruommoli (RMU)*

Lave a composizione trachitica. Questi depositi affiorano esclusivamente nelle aree sommerse a nord ovest di Vivara; affiorano senza continuità all'interno di aree di intramatte, al di sotto di una sottile copertura di sabbie lito-bioclastiche. Poiché non trovano attualmente riscontro con quanto riconosciuto in aree limitrofe emerse, la loro attribuzione è ancora incerta, ma potrebbero essere riferibili a successioni riconducibili alla attività eruttiva del vulcano dei Ruommoli (**RMU**).

1.2.2. - *litosoma Vivara (TVV)*

I depositi di questa unità costituiscono la parte principale dei depositi affioranti presso l'omonimo isolotto, ciò che rimane dell'antico edificio vulcanico. La limitata dispersione dei prodotti ne rende difficile la corretta collocazione stratigrafica rispetto agli antichi apparati limitrofi di Pozzo Vecchio e Terra Murata (anche in conseguenza della totale mancanza di stime di età assoluta).

I tufi del litosoma Vivara sono stratificati. Lo spessore massimo della parte emersa è pari a circa 30-40 m. I singoli strati sono caratterizzati da abbondanti lapilli scoriacei di colore nero/grigio scuro e da elementi litici di natura lavica, immersi in una matrice cineritica di colore giallo. Le caratteristiche vulcanologiche dei depositi ne suggeriscono un'origine di tipo idromagmatico. Le elevate pendenze (prossime a 30°) che a luoghi raggiungono gli strati e la locale presenza di strutture quali impronte da impatto e canali di erosione, indicano una deposizione in ambiente subaereo.

La composizione chimica della frazione juvenile varia da trachibasalto potassico a shoshonite.

1.2.3. - *litosoma Pozzo Vecchio (PVH)*

Il vulcano di Pozzo Vecchio è situato nel tratto di costa compreso tra Punta Serra e Punta Ottimo, dove sono tuttora osservabili le porzioni orientale e sud-orientale dell'antico edificio. I depositi di tale centro eruttivo hanno una limitata dispersione e pertanto non risulta agevole valutare gli esatti rapporti cronostatigrafici esistenti tra esso e gli antichi edifici di Vivara e Terra Murata. I depositi del litosoma Pozzo Vecchio possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 4, 5, 6, 7 e 8 di Figura 8; i rapporti stratigrafici con le unità superiori sono riportati nella sezione A-A' di Figura 10.

La parte basale della sequenza dei prodotti di Pozzo Vecchio è segnata da un tufo finemente stratificato, con lapilli pomicei ed elementi litici di natura lavica dispersi in abbondante matrice cineritica di colore giallo, probabil-

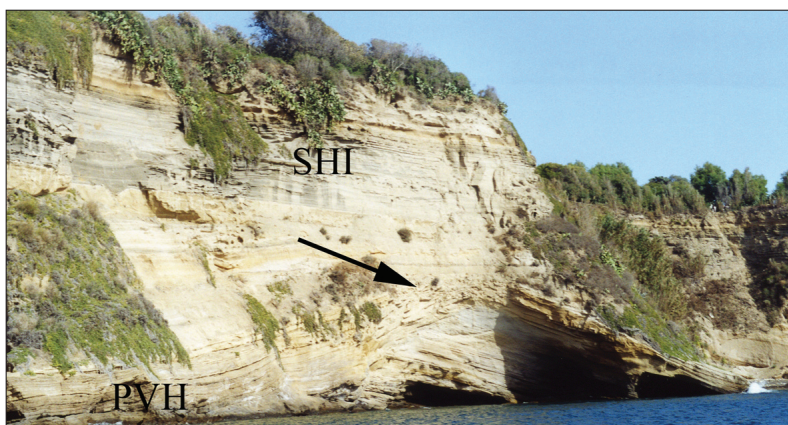


Fig. 12 - Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo la falesia di Punta Serra (Procida). Alla base della successione si osservano i depositi del vulcano di Pozzo Vecchio (**PVH**). La discordanza indicata dalla freccia permette di identificare i resti dell'antico bordo craterico. Tra i depositi che ricoprono il cratere di Pozzo Vecchio sono facilmente identificabili le piroclastiti stratificate del tufo di Solchiaro (**SHI**).

mente ascrivibile ad attività di tipo idromagmatico (Fig. 12). Al di sopra di tale deposito è possibile osservare, nella parte settentrionale dell'antico edificio vulcanico, situata a nord di Punta Ottimo, un deposito di scorie scure, relativo ad una fase di attività di tipo stromboliano. La sequenza dei prodotti del vulcano di Pozzo Vecchio è chiusa dalla colata lavica di Punta Ottimo, l'unico evento effusivo conosciuto relativamente all'attività dell'isola (Fig. 13). La lava raggiunge spessori massimi prossimi a 20 m ed è caratterizzata, nella sua porzione medio-bassa, da un livello scoriaceo che ne suggerirebbe la messa in posto in più colate successive.

I prodotti dell'unità del vulcano di Pozzo Vecchio mostrano una composizione trachitica/fonolitica piuttosto omogenea.



Fig. 13 - Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo la falesia tra Punta Ottimo e Capo Bove (Procida). Nella foto sono indicate le principali formazioni affioranti. Alla base, l'unità del vulcano di Pozzo Vecchio (**PVH**) che presenta uno dei rari esempi di effusione lavica nei Campi Flegrei. A tetto i prodotti di altre due importanti eruzioni di Procida (Fiumicello e Solchiaro).

1.2.4. - *litosoma Terra Murata (TMU)*

L'edificio di Terra Murata era originariamente situato nel settore nord-orientale dell'Isola di Procida, più precisamente tra Punta dei Monaci e Punta della Lingua. Come già osservato in precedenza per gli altri due edifici appartenenti ai tufi di Procida, i rapporti stratigrafici relativi, esistenti tra i prodotti di tale apparato e di quelli di Vivara e Terra Murata, non sono mai stati osservati in affioramento, né sono al momento disponibili datazioni assolute che ne consentano una precisa collocazione cronostatigrafica. I depositi di questa unità possono essere osservati nella colonna

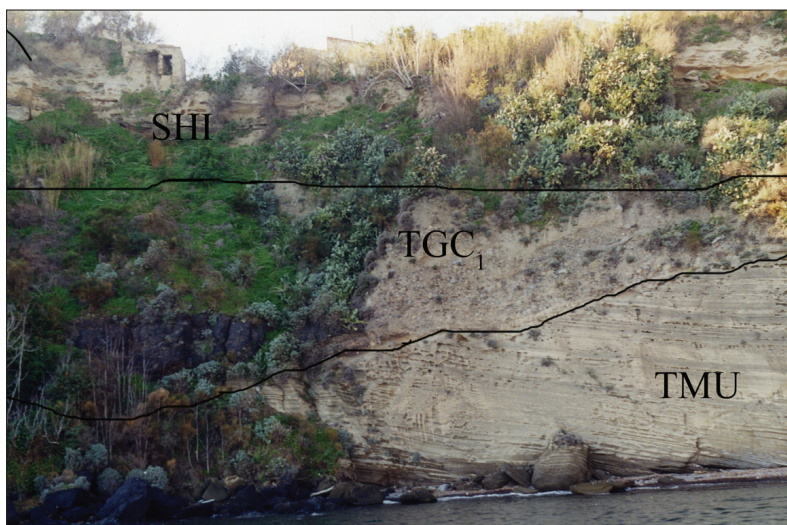


Fig. 14 - *Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo Punta della Lingua (Procida). Alla base della successione si osservano i prodotti del vulcano di Terra Murata. Questi ultimi sono profondamente erosi e su di essi poggia, in discordanza, il Tufo Grigio Campano nella facies prossimale. In particolare, si notano alcuni degli orizzonti più caratteristici del membro “Breccia Museo” Auct. (TGC₁): i depositi di spatter saldati e la breccia litica grossolana. La sequenza è chiusa dai depositi del tufo di Solchiaro (SHI).*

stratigrafica 2 di Figura 8; i rapporti stratigrafici con le formazioni superiori sono riportati nella sezione C-C' di Figura 10.

I prodotti del vulcano di Terra Murata sono costituiti, nella parte basale, da un tufo stratificato litificato, con sparsi lapilli pomicei fini, frammenti di ossidiana, bombe scoriacee e litici di natura lavica, il tutto immerso in abbondante matrice cineritica di colore giallo (Fig. 14). Nella parte alta della successione la stratificazione diventa meno evidente e il deposito passa gradualmente verso facies meno litificate (fino a completamente incoerenti e di colore grigio).

Per quanto riguarda la composizione chimica della frazione juvenile relativa ai prodotti di Terra Murata sono al momento presenti pochissimi

dati di letteratura, che indicherebbero nel complesso una composizione shoshonitica (DI GIROLAMO & STANZIONE, 1973).

1.3. - SINTEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (SNL)

Il sintema del Rifugio di S. Nicola è delimitato da disconformità a carattere regionale ben individuabili sull'Isola di Procida, ad Ischia e nei Campi Flegrei continentali. A letto si individua una disconformità erosiva tra i prodotti del gruppo del Ciraccio ed i litosomi dei tufi di Procida; a tetto la disconformità è di origine vulcano-tettonica associata al Tufo Grigio Campano. Il sintema del Rifugio di S. Nicola comprende, dal basso verso l'alto, il gruppo del Ciraccio, il tufo di Fiumicello di Procida ed il gruppo di Punta Serra.

1.3.1. - *gruppo del Ciraccio* (GO)

Il Gruppo del Ciraccio comprende, dal basso verso l'alto, le Piroclastiti del Canale d'Ischia Inferiore e la formazione di Pignatiello. La formazione inferiore è però cartografabile solo a Vivara. Successione di depositi piroclastici di varia litologia e natura (da caduta, da flusso) separati da paleosuoli, la maggior parte dei quali ascrivibili all'attività vulcanica dell'Isola d'Ischia e di un centro eruttivo ubicato nel braccio di mare che separa le isole di Ischia e Vivara.

1.3.1.1. - piroclastiti del Canale d'Ischia Inferiore (CNF)

Deposito stratificato di spessore massimo di 90 cm, costituito da alternanze di livelli scoriacei decimetrici, ben sortiti e livelli cineritici centimetrici. Questo deposito affiora lungo la falesia occidentale dell'Isola di Procida. A Vivara si osservano, alla base, brecce grossolane costituite da scorie e blocchi litici di lave e tufi gialli, seguite verso l'alto da ceneri a stratificazione incrociata e livelli di lapilli stratificati. L'eruzione è da attribuire ad attività esplosiva idromagmatica da un cono di tufo (Formiche di Vivara, Ruommoli). La composizione varia da trachibasalto potassico a shoshonite.

1.3.1.2. - formazione di Pignatiello *Auct.* – membro della Baia del Porticello (PPA₁)

Questa formazione affiora lungo il fianco sud-occidentale dei centri vulcanici di Vivara e Pozzo Vecchio, dove risulta ben esposta, mentre copre solo parzialmente quello di Terra Murata (probabilmente a causa della maggiore pendenza dei suoi fianchi esterni). La formazione è costituita

essenzialmente da strati di lapilli pomicei di colore grigio chiaro, di spessore da decimetrici a metrici e da un deposito di lapilli scoriacei di colore scuro (spessore massimo ~90 cm), che mantellano la topografia sottostante e sono separati da paleosuoli e da discordanze angolari. Lo spessore totale varia, nell'area rilevata, da 3 ad oltre 11 metri. I singoli strati sono generalmente massivi (sebbene alcuni presentino a luoghi una stratificazione pianoparallela), ben sortiti, privi della frazione cineritica e costituiti da pomici grigie a spigoli vivi di dimensioni centimetriche. I litici, meno abbondanti delle pomici, sono prevalentemente di natura lavica ed ossidianacea, subordinatamente sono costituiti da clasti idrotermalizzati. Il deposito stratigraficamente più alto appartenente a questa successione presenta delle caratteristiche strutturali e tessiturali peculiari e rappresenta perciò un livello guida dell'area. Esso è costituito da pomici bianche ben selezionate e di forma sub-angolare e subordinati litici di natura lavica. Un sottile livello cineritico si osserva nella parte alta del deposito. Nella maggior parte degli affioramenti studiati questo deposito pomiceo è parzialmente rimaneggiato ed il suo spessore varia da pochi metri a 11 metri. Tale deposito è presente diffusamente in tutta l'area rilevata ed è indicato in letteratura come deposito delle Pomici Pliniane C (ROSI *et alii*, 1988; VEZZOLI, 1988; DE ASTIS *et alii*, 2004; Fig.15).

Sulla base dei caratteri strutturali e tessiturali descritti, i depositi di questa formazione sono interpretati come livelli di pomici da caduta pliniani, in facies distale. La diminuzione media di spessori e granulometria dei componenti sia juvenili che litici a partire dalle aree più occidentali di Procida e spostandosi verso il Promontorio di Monte di Procida (porzione

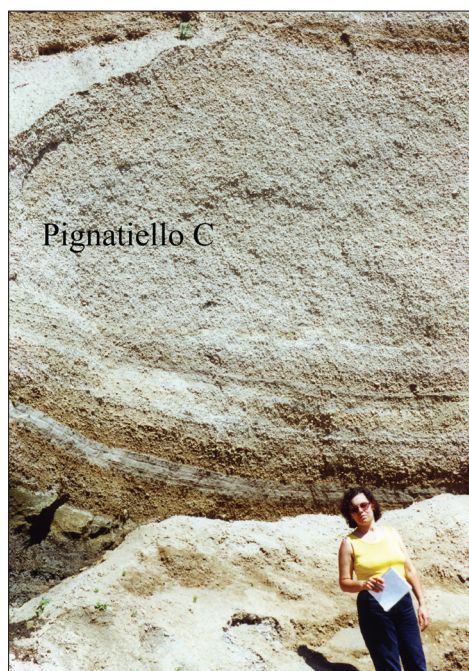


Fig. 15 - Deposito pomiceo di caduta (Pignatiello C) esposto lungo la spiaggia del Cिरaccio (Procida).

sud-occidentale della porzione continentale dei Campi Flegrei), suggerisce una provenienza di questi tefra da una sorgente posta ad ovest di Procida. L'area sorgente è quindi individuata nell'Isola di Ischia ed i depositi correlati con la formazione di Pignatiello, messa in posto tra 75 e 60 ka.

I depositi della formazione di Pignatiello possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 2, 4, 5, 6, 7 e 8 della Figura 8; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A' e C-C' della Figura 10.

Per quanto concerne la composizione chimica degli elementi juvenili della formazione di Pignatiello, i dati ottenuti nell'ambito del presente studio, unitamente alle poche analisi disponibili in letteratura, indicano complessivamente una composizione che varia da trachitica a fonolitica.

1.3.2. - tufo di Fiumicello di Procida (TFM)

I depositi di questa formazione sono il prodotto del vulcano omonimo (litosoma di Fiumicello), il cui centro eruttivo è situato sull'Isola di Procida nel tratto di costa compreso tra Punta Pioppeto e Capo Bove. Sebbene non siano al momento disponibili delle stime radiometriche di età assoluta per i prodotti di Fiumicello [ad eccezione di una datazione ^{14}C di ALESSIO *et alii* (1976) che assegna ai depositi un'età compresa tra 32 ka (cui corrisponde un'età calibrata di $36,420 \pm 1,670$ ka) e 29 ka (età calibrata: $33,340 \pm 0,710$), palesemente in disaccordo con le recenti datazioni $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di 39 ka per i soprastanti depositi della Breccia Museo; RICCI, 2000; FEDELE *et alii*, 2008], la loro collocazione cronostatigrafica appare ben vincolata dalla costante presenza, a letto, delle "pomici C", ed a tetto delle "pomici B" della formazione ischitana di Pignatiello (VEZZOLI, 1988; ROSI *et alii*, 1988; DE ASTIS *et alii*, 2004; FEDELE *et alii*, 2006), che costituiscono la base del sintema Rifugio di S. Nicola. L'intervallo cronologico in cui risulterebbe collocata la formazione del tufo di Fiumicello di Procida è pertanto compreso tra 75 e 60 ka. I depositi di Fiumicello possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 3, 4, 5, 7 e 8 della Figura 8; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A' e B-B' della Figura 10.

I depositi del tufo di Fiumicello di Procida affiorano nell'area in esame in una tipica facies prossimale, cui si contrappone la facies tipicamente distale dei prodotti che si ritrovano lungo le falesie che bordano il Promontorio di Monte di Procida. La facies prossimale è osservabile in prossimità di Punta Pioppeto, dove i prodotti di Fiumicello sono rappresentati da un deposito tufaceo stratificato, litificato, caratterizzato da grosse scorie nere e litici di natura prevalentemente lavica immersi in una abbondante matrice cineritica dalla colorazione da grigia a gialla (Fig.16). Lo spessore massimo osservabile è pari a circa 30 m, ma è possibile ipotizzare che lo spessore complessivo sia ben maggiore, dato che la base della successione è situata al di sotto dell'attuale livello del mare. Le dimensioni delle frazioni



Fig. 16 - Tufi di Fiumicello di Procida (TFM) esposti lungo la falesia tra Punta Pioppeto e Capo Bove (Procida). La prossimità al centro eruttivo è chiaramente indicata dalla presenza di numerosi blocchi balistici presenti in tutta la successione.

juvenile e litica sono in genere confrontabili, e raggiungono un diametro massimo di circa 50 cm. Piuttosto comuni sono le strutture da impatto e da *sandwaves*. A sud di Punta Pioppeto il deposito diminuisce rapidamente di spessore (pari a circa 9 m in località Punta Ottimo, fino ad assumere spessori non cartografabili nelle adiacenze di Punta Serra) e cambia gradualmente fino ad essere caratterizzato da una grossolana alternanza di livelli di lapilli scoriacei grossolani e livelli a prevalente componente cineritica, assumendo un aspetto molto simile a quello più propriamente tipico delle facies distali osservabili negli affioramenti che caratterizzano le falesie del Promontorio di Monte di Procida.

La composizione chimica della frazione juvenile varia essenzialmente da trachibasalto potassico a latite. E' stata osservata una tendenza dei prodotti juvenili ad assumere composizioni leggermente meno evolute nelle porzioni più elevate della sequenza stratigrafica, interpretabile come legata all'esistenza di una camera magmatica zonata (FEDELE *et alii*, 2006).

1.3.3. - gruppo di Punta Serra (GA)

Il gruppo di Punta Serra è costituito da una successione di depositi piroclastici sia in facies incoerente che saldata, ascrivibili per la maggior parte all'attività vulcanica dell'Isola d'Ischia, separati da paleosuoli. I depositi di questa unità possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche

4, 5, 6, 7 e 8, della Figura 8; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nella sezione A-A' della Figura 10.

Il gruppo di Punta Serra è caratterizzato alla base da un deposito costituito da pomici centimetriche bianche spigolose, ben selezionato e quasi del tutto privo di matrice cineritica, con subordinati clasti litici di natura lavica. Un livello ricco in litici, presente a due terzi dello spessore totale, è un elemento peculiare che rende questo deposito un livello guida locale, indicato in letteratura come deposito delle “Pomici Pliniane B” (ROSI *et alii*, 1988; VEZZOLI, 1988; DE ASTIS *et alii*, 2004) appartenente alla formazione di Pignatiello e datata tra 75 e 60 ka (cfr. Foglio 464 “Isola di Ischia”). La presenza dei prodotti del tufo di Fiumicello di Procida tra le “pomici B” e le “pomici C”, rimarca l'esistenza di uno iato temporale nella messa in posto dei due depositi di pomici della formazione di Pignatiello. Pertanto, è possibile ipotizzare che la messa in posto del deposito delle “Pomici B” sia avvenuta alla fine dell'intervallo cronologico riportato per la formazione di Pignatiello (ovvero, intorno a 60 ka). Tale limite rappresenta anche la base cronologica del gruppo di Punta Serra. Limitatamente alla costa occidentale di Procida (loc. Punta Serra) affiora, a tetto delle “pomici B”, un tufo stratificato di colore grigio, spesso 1.4 m, formato da alternanze di livelli di piccole scorie e livelli sabbiosi (piroclastiti del Canale d'Ischia Superiore). Sono presenti canali di erosione larghi 20 cm e profondi 10 cm.

La successione prosegue con un deposito localmente eroso costituito da uno strato massivo di lapilli pomicei, su cui poggia un più spesso orizzonte di breccia con clasti litici lavici e tufacei, privo di matrice fine, che lateralmente passa ad una facies caratterizzata prevalentemente da matrice sabbiosa con dispersi lapilli pomicei arrotondati e litici di dimensioni massime fino a 20 centimetri (unità di Monte S. Angelo di Ischia; ROSI *et alii*, 1988). Localmente sono presenti sacche o strutture di degassamento verticali, con matrice scarsa o del tutto assente, arricchite in pomici grossolane e litici. Lo spessore è variabile e raggiunge un massimo di circa 4 m nei bassi topografici. Al di sopra di questo si ritrova un deposito stratificato spesso 3 m, la cui parte inferiore, spessa 1 m, è costituita da alternanze di livelli ondulati sabbiosi e cineritici con disperse pomici. La parte superiore della successione è formata da un deposito massivo a matrice cineritica con numerose pomici disperse. Tale deposito è complessivamente riferibile all'unità del Tufo Verde dell'Epomeo (55 ka; VEZZOLI, 1988) e mostra un contatto basale fortemente erosivo. Il deposito è chiuso a tetto da un orizzonte pedogenizzato spesso 150 centimetri. La successione termina con delle piroclastiti stratificate, spesse circa 4 m, formata da alternanze di livelli di lapilli pomicei ben sortiti, livelli cineritici con dispersi clasti pomicei e sottili livelli cineritici.

A Vivara, in corrispondenza del gruppo di Punta Serra sono stati individuati due depositi cartografabili separatamente. I depositi del Canale d'Ischia Superiore (CNP), sono rappresentati da un livello di breccia formato da scorie e bombe, blocchi litici di lave e tufi. Seguono livelli di

lapilli neri e grigi stratificati con a tetto depositi cineritici a stratificazione incrociata con strutture duniformi. Questi depositi sono associati al cono di tufo delle Formiche di Vivara. Segue la Breccia de Il Porticello (**BPT**), un deposito lentiforme e massivo ricco in litici di natura lavica, tufacea, sienitica e juvenili pomicei. L'età dei depositi è compresa tra circa 60 ka e 39 ka.

Come per i prodotti della formazione di Pignatiello, i dati ottenuti nell'ambito del presente studio, unitamente alle poche analisi disponibili in letteratura, indicano per i prodotti del gruppo di Punta Serra una composizione che varia da trachite a fonolite.

1.4. - TUFO GRIGIO CAMPANO - MEMBRO "BRECCIA MUSEO" *AUCT.* (**TGC₁**)

La formazione del Tufo Grigio Campano è rappresentata, nell'area in esame, dalla facies prossimale della Breccia Museo, da sempre una delle più dibattute tra le successioni vulcaniche dei Campi Flegrei (Fig. 17). E' opportuno precisare che nella letteratura geologica e vulcanologica recente la formazione del Tufo Grigio Campano è identificata con il nome di Ignimbrite Campana (e.g., BARBERI *et alii*, 1978; ROSI & SBRANA, 1987; FISHER *et alii*, 1993). Nel corso degli anni la genesi della Breccia Museo è stata variamente interpretata: secondo alcuni Autori sarebbe il prodotto di numerosi eventi indipendenti a carattere locale (e.g., DI GIROLAMO *et alii*, 1984; LIRER *et alii*, 1991; PERROTTA & SCARPATI 1994; MELLUSO *et alii*,



Fig. 17 - Breccia litica grossolana esposta a Punta della Lingua (Procida). La breccia è associata all'eruzione del Tufo Grigio Campano (**TGC₁** - membro "Breccia Museo" *Auct.*).

1995), laddove altri la interpretano come la facies prossimale dei depositi dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (ROSI & SBRANA, 1987; ROSI *et alii*, 1996). Quest'ultima ipotesi appare fortemente avvalorata dai valori di età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pari a circa 39 ka ottenuti per i depositi della Breccia Museo (RICCI, 2000; FEDELE *et alii*, 2008), simili a quelli ottenuti sui prodotti distali di quest'eruzione (DE VIVO *et alii*, 2001). Appare altresì interessante osservare come la calibrazione delle età ^{14}C ottenute da ALESSIO *et alii* (1973) su campioni di legno carbonizzato ritrovati all'interno dei depositi dell'Ignimbrite Campana (comprese tra 28 e 36 ka) fornisca valori decisamente meglio confrontabili con quelli ottenuti con le recenti metodologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (i.e., tra $32,89 \pm 0,72$ e $40,09 \pm 1,19$ ka). I depositi possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 1, 3, 4, 5, 6, 7 e 8, della Figura 8; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A', B-B' e C-C' della Figura 10.

Nell'area in esame, il membro "Breccia Museo" è rappresentato da una sequenza di quattro orizzonti che rappresentano parte della complessa successione dei prodotti prossimali dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (PERROTTA & SCARPATI, 1994). Il più basso di tali depositi (Flusso Pomiceo Inferiore) è un deposito ricco in pomici (generalmente arrotondate) con scarsi elementi litici (di natura prevalentemente lavica) ed abbondante matrice cineritica. Il deposito è mal selezionato, localmente stratificato e passa da incoerente a debolmente litificato fino a ben litificato all'aumentare della quota stratigrafica. Lo spessore varia notevolmente mostrando un forte controllo da parte della topografia preesistente.

Il deposito soprastante (Breccia) è costituito da una breccia grossolana (dimensioni massime dei componenti pari a circa 1.5 m) ricca in elementi litici (di natura estremamente variabile, da lavica, a tufacea, ad intrusiva, a calcarea) e con una scarsa componente juvenile, rappresentata da pomici, *spatter* e ossidiane. A luoghi è possibile osservare una stratificazione grossolana e una sorta di gradazione diretta della frazione juvenile. Lo spessore appare piuttosto variabile, da un massimo di circa 20 m (negli affioramenti "continentali", presso Monte di Procida) ad un minimo di 8 m (loc. Punta della Lingua). Nella parte basale e intermedia di tale deposito si ritrova interstratificato il terzo orizzonte (*Spatter*) formato da *spatter* saldati e caratterizzato da scarsa matrice cineritica e rari litici di natura lavica.

Il quarto ed ultimo deposito dell'unità della Breccia Museo è costituito da un deposito incoerente ricco in pomici (Flusso Pomiceo Superiore) e in matrice cineritica grossolana, con subordinati elementi litici di natura lavica e frequenti strutture da degassamento (Fig. 18). Il deposito si presenta mal selezionato e mostra una leggera gradazione diretta sia degli elementi juvenili che degli elementi litici ed è, a luoghi, interstratificato con il sottostante orizzonte di breccia. Come per i depositi sottostanti, lo spessore è decisamente variabile, da un minimo di 1 m (loc. Punta della Lingua) fino ad un massimo di 7 m (loc. Scotto di Carlo).

La composizione chimica degli elementi juvenili dell'unità della Breccia Museo è costantemente trachitica-fonolitica, sebbene con qualche leg-



Fig. 18 - *Deposito cineritico con disperse pomici grossolane esposto nei pressi del porto di Procida. Sono evidenti numerose strutture di degassamento subverticali ricche in pomici grossolane e litici. Il deposito (Flusso Pomiceo Superiore) è associato all'eruzione del Tufo Grigio Campano - membro "Brecchia Museo" Auct. (TGC₁).*

gera variazione composizionale per i principali elementi maggiori ed in tracce. E' stata osservata una chiara tendenza verso termini meno evoluti nei depositi delle porzioni stratigraficamente più elevate dell'unità, ascritta alla presenza di una camera magmatica in cui si sarebbero verificati processi di stratificazione composizionale dei magmi (MELLUSO *et alii*, 1995; FEDELE *et alii*, 2008).

1-5. - SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (VEF)

Il sintema Vesuviano-Flegreo (cfr. Fogli 447 "Napoli" e 448 "Ercolano") è compreso tra la discontinuità erosiva (localmente di non deposizione) presente al tetto dei depositi del Tufo Grigio Campano e la superficie topografica. Esso comprende, dal basso verso l'alto, il tufo di Solchiaro e il gruppo dell'Isola di Procida.

1.5.1. - tufo di Solchiaro (SHI)

Appartengono a questa formazione i prodotti del più recente dei cinque centri eruttivi che costituiscono l'ossatura dell'Isola di Procida. Il centro eruttivo (litosoma di Solchiaro) è ben visibile nella morfologia craterica localizzata tra Punta Solchiaro e Punta Pizzaco, dove sono ancora visibili

le porzioni occidentale e settentrionale dell'apparato. Datazioni col metodo ^{14}C , su orizzonti pedogenizzati ritrovati alla base della sequenza dei depositi del tufo di Solchiaro, indicano un'età di messa in posto di 19-17 ka (ALESSIO *et alii*, 1976; LIRER *et alii*, 1991; età calibrate: $23,52 \pm 0,27$ ka e $20,74 \pm 0,18$ ka; età calibrata media: 22,13 ka), in accordo con la sua posizione stratigrafica, ben al di sopra dei depositi della Breccia Museo (39 ka) e poco al di sotto di quelli del Tufo Giallo Napoletano (15 ka). I depositi del tufo di Solchiaro possono essere osservati nelle colonne stratigrafiche 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e 8 di Figura 8; i rapporti stratigrafici con le formazioni inferiori e superiori sono riportati nelle sezioni A-A', B-B' e C-C' di Figura 10.

A letto dei depositi del tufo di Solchiaro affiora una successione di cineriti pedogenizzate che, a causa del suo esiguo spessore, è stata cartografata insieme alla succitata formazione. Lo spessore complessivo di queste cineriti varia da circa 1 metro a 3 metri ed il numero dei livelli è compreso tra tre e cinque nelle diverse località.

I depositi del tufo di Solchiaro costituiscono un livello continuo lungo le falesie di Procida (Fig. 19). Nelle aree immediatamente a ridosso del centro eruttivo i depositi si presentano costituiti da 3 unità distinte, indicate da DE ASTIS *et alii* (2004) come Solchiaro I, II e III. La più bassa di queste unità (Solchiaro I) è costituita da un tufo giallo stratificato e litificato (che passa verso l'alto ad una facies grigia non litificata) con bombe scoriacee che formano frequenti strutture da impatto. L'aumento progressivo dei li-

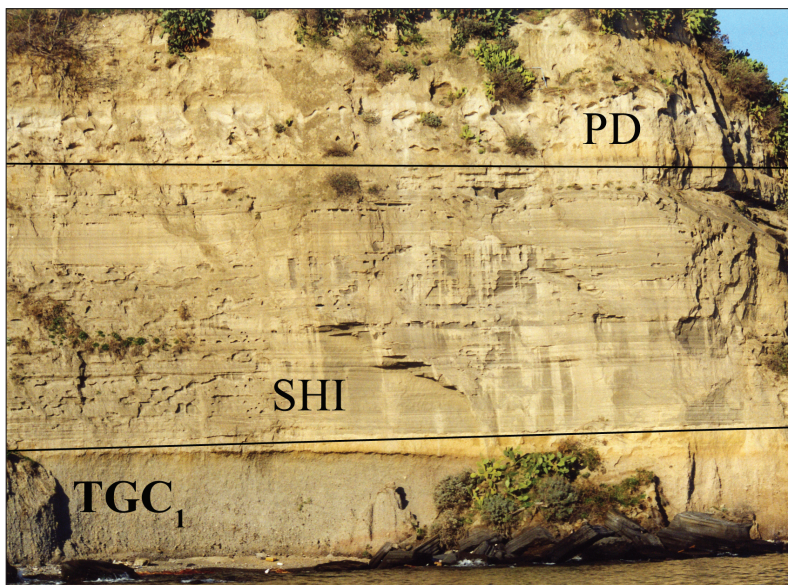


Fig. 19 - Relazioni stratigrafiche tra i depositi esposti lungo la falesia di Corricella (Procida). La base della successione è formata dai depositi prossimali del Tufo Grigio Campano (membro "Breccia Museo" Auct., TGC_1). Seguono i depositi associati al vicino centro di Solchiaro (SHI). Numerose cineriti chiudono la sequenza (gruppo di Procida - PD).

velli di lapilli scoriacei nelle porzioni superiori di tale unità indicherebbe una graduale transizione verso stili eruttivi di tipo magmatico, laddove le porzioni basali sembrerebbero più verosimilmente attribuibili ad attività di tipo idromagmatico. Le unità successive sono costituite da una fitta alternanza di livelli centimetrici/decimetrici di ceneri, lapilli scoriacei e bombe scoriacee, caratteristici di uno stile di attività di tipo stromboliano.

Negli affioramenti più distali i depositi del vulcano di Solchiaro sono fittamente stratificati, costituiti da strati di scorie grigio scuro a spigoli vivi, cui si alternano livelli ricchi in matrice cineritica in cui sono disperse piccole scorie simili a quelle degli strati appena descritti.

La formazione del tufo di Solchiaro è chiusa verso l'alto da una successione di cineriti pedogenizzate a cui si intercala un deposito ben sortito, costituito da pomici di colore grigio chiaro ed a spigoli vivi. A causa del loro esiguo spessore, tali depositi sono stati cartografati insieme ai depositi del tufo di Solchiaro.

La composizione chimica dei prodotti juvenili del vulcano di Solchiaro varia da basalto shoshonitico a latite.

1.5.2. - gruppo dell'Isola di Procida (PD)

Il rilevamento delle aree del Foglio "Isola di Procida", relativamente alle coperture piroclastiche stratigraficamente più alte, ha comportato un problema di restituzione cartografica, poiché i depositi sono costituiti da sequenze di piroclastiti stratificate di età variabile, distali rispetto ai centri di emissione (età variabile tra 22 ka e l'attuale). Tali depositi sono riferibili a varie unità stratigrafiche che afferiscono in massima parte all'attività vulcanica flegrea continentale e subordinatamente a quella ischitana. Il gruppo dell'Isola di Procida è stato istituito per raggruppare i depositi di piroclastiti indifferenziate affioranti presso l'isola omonima comprendenti i depositi delle formazioni più recenti del tufo di Solchiaro, in accordo ai criteri illustrati nel paragrafo "Note sul rilevamento e sulla legenda adottata". Tali depositi sono caratterizzati da età variabili da 22 ka (età dei depositi del tufo di Solchiaro, i più recenti tra i depositi riconosciuti che costituiscono le sequenze stratigrafiche dell'isola) e ~4,1-3,5 ka (età dedotta dal ritrovamento di reperti risalenti all'età del bronzo), da ROSI *et alii* (1988); DE ASTIS *et alii* (2004). Si tratta essenzialmente di livelli o strati cineritici di spessore variabile da poche decine di centimetri a 2 metri. I singoli livelli sono massivi o stratificati e a luoghi rimaneggiati e contengono proporzioni variabili di clasti pomicei arrotondati.

Nella successione uno dei livelli cineritici è associato all'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (SCARPATI *et alii*, 1993). A Vivara affiora uno strato di ceneri grigie con alla base pomici clastosostenute del complesso del Rotaro (membro della Quercia; PCV), provenienti dall'Isola di Ischia. Queste ceneri ricoprono l'insediamento archeologico dell'età del bronzo medio di Punta Alaca.

2. - ISOLA DI VIVARA

2.1. - VIVARA ANTICA

2.1.1. - *litosoma Vivara* (TVV)

Comprende i tufi stratificati che formano il cono di tufo idromagmatico di Vivara (Figg. 20, 21, 22). I depositi affioranti alla base dell'isolotto di Vivara sono formati da tufi giallo-rossastri stratificati molto litificati (tufi palagonitici) a composizione trachibasaltica, passanti verso l'alto a tufi di colore grigio antracite che chiudono la successione. La differenza di colore è legata al grado di zeolitizzazione ed argillificazione dei tufi. Il cono di tufo è perfettamente conservato nella sua metà occidentale mentre manca della parte settentrionale e meridionale. La costruzione del tuff cone è avvenuta prima di 73.000 anni fa, età più antica attribuita alle piroclastiti della formazione di Pignatiello. Età >73.000 anni da oggi.



Fig. 20 - *Il tuff cone di Vivara.*



Fig. 21 - Tufi di Vivara a Punta Mezzogiorno. Tufi idromagmatici stratificati fortemente litificati per zeolitizzazione e argillificazione.



Fig. 22 - Tufi di Vivara a Punta Capitello ricoperti dalla Breccia Museo.

2.2. - SINTEMA DEL RIFUGIO DI SAN NICOLA (SNL)

Il sintema è delimitato alla base da una discordanza erosiva/strutturale che interessa le sottostanti unità laviche e piroclastiche di Ischia antica; a tetto è delimitato da discordanze strutturali ed erosive. Le unità litostratigrafiche comprese in questo sintema sono accomunate dall'età di messa in posto, simile per i depositi menzionati, compresa tra circa 75 e 60 ka per la formazione inferiore del sintema (Formazione di Pignatiello) e tra 60 e 56 ka per le grandi unità ignimbriche. Per queste ultime si osserva un *cluster* di età intorno a 60 ka.

2.2.1. - *piroclastiti del Canale d'Ischia inferiore (CNF)*

L'unità piroclastica del Canale d'Ischia inferiore ricopre con continuità i tufi di Vivara sia nella parte interna che esterna del cono di tufo. La parte basale è formata da una breccia piroclastica spessa 4-5 m contenente blocchi di tufi gialli e lave immersi in una matrice ricca in ceneri e scorie (Fig.23). Questa breccia è legata a fasi esplosive di apertura del vulcano



Fig. 23 - Depositi dell'unità del Canale d'Ischia inferiore con alla base breccia ricca in blocchi di tufo giallo e lave seguita da tufi idromagmatici fittamente stratificati. A tetto pomici delle piroclastiti di Pignatiello.

delle Formiche di Vivara localizzato a poche centinaia di metri ad occidente di Vivara. La breccia è ricoperta da una spessa successione di tufi idromagmatici di colore grigio-giallastro (Fig. 23). Composizione trachibasaltica e shoshonitica, età maggiore di 73000 anni da oggi.

2.2.2. - formazione di Pignatiello Auct.- membro della Baia del Porticello (PPA₁)

La formazione di Pignatiello sull'Isola di Vivara è costituita da quattro livelli di pomici pliniane ben classate con intercalati livelli cineritici parzialmente pedogenizzati. La sezione completa è esposta sulla falesia di Punta Alaca, dove questa formazione raggiunge i 4-5 metri di spessore totale. la composizione delle pomici è trachitica; il colore dei depositi è biancastro. La formazione si intercala tra i depositi trachibasaltici e shoshonitici del Canale d'Ischia inferiore e superiore. Nel complesso la formazione, costituita da depositi di caduta legati ad eruzioni pliniane di Ischia, mantella la topografia preesistente; si rinviene in varie esposizioni sulle porzioni esterne del cono di tufo di Vivara e sulla parte interna del cratere (La Carcara). La zona sorgente dei depositi pomicei e cineritici della formazione è il campo vulcanico di Ischia dove affiorano principalmente nella zona SE dell'isola, sul lato sud del Monte di Vezzi, in località Punta San Pancrazio e Cavone dei Camaldoli e nella zona di Casa Mormile, Piano Liguori. Alcuni affioramenti, di spessor ridotto, si ritrovano anche al di sopra del duomo lavico del M. Vico.

Età compresa tra 75.000 (Età della lava di Parata, POLI *et alii*, 1987) e 59.900+/-1.000 anni da oggi,

2.2.3. - piroclastiti del Canale d'Ischia superiore (CNP)

Comprendono dalla base: livello di breccia formato da scorie e bombe



Fig. 24 - Sezione di Punta Alaca. Alla base piroclastiti di Pignatiello (Ischia) seguite dai depositi del Canale d'Ischia superiore, vulcano delle formiche di Vivara. A tetto breccia del Porticello (Ischia).



Fig. 25 - Punta Alaca. Successione delle piroclastiti che ricoprono il cono di tufo trachibasaltico di Vivara. Alla base tufi grigi del Canale d'Ischia inferiore, seguono banchi di pomici pliniane di Pignatiello, poi le piroclastiti del Canale d'Ischia superiore con alla base breccia seguita da lapilli scoriacei di caduta e da un'alternanza di tufi cineritici e lapilli di caduta e flusso piroclastico grigi e giallastri. A tetto cineriti di copertura chiuse dalle piroclastiti del Rotaro (Bronzo medio).

trachibasaltiche, blocchi litici e lapilli litici di tufi gialli e lave. Si osservano numerose impronte di impatto nei sottostanti livelli pomicei e cineritici della formazione di Pignatiello. Seguono livelli di lapilli neri e grigi trachibasaltici classati a spessore costante stratificati, di caduta, con a tetto depositi cineritici e cineritico grossolani a stratificazione incrociata con strutture duniformi (loc. Punta Alaca) di flusso piroclastico diluito turbolento (*surge*). Questi depositi sono legati all'attività esplosiva idromagmatica del cono di tufo delle Formiche di Vivara (Figg. 24, 25).

2.2.4. - breccia de Il Porticello (BPT)

E' rappresentata da una breccia piroclastica eterometrica, massiva, ricca in litici costituiti da lave idrotermalizzate, abbondanti sieniti, tufi; la matrice contiene abbondanti lapilli pomicei, trachitici bianchi, porfirici a sanidino ed è impoverita in fini; lo spessore dell'unità varia da meno di un metro a 3-4 metri. Questa breccia è esposta a Punta Alaca in aree limitrofe e nella parte alta della Carcara dove si dispone in lenti. E' correlabile con le breccie affioranti sull'Isola d'Ischia riferite all'attività esplosiva di una delle grandi unità ignimbritiche che formano il Sintema del Rifugio di San Nicola (Figg. 26, 27).

Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 59.900 +/- 1.000 anni da oggi.



Fig. 26 - Successione piroclastica alla Carcara, parte interna del cratere del cono di tufo di Vivara. Dalla base piroclastiti scoriacee nerastre del Canale d'Ischia inferiore, seguite da ceneri pedogenizzate bruno ocre e ricoperte dalla breccia del Porticello (fall pliniano e soprastante breccia) del sistema del Rifugio di San



Fig. 27 - Successione piroclastica alla Carcara, parte interna del cratere del cono di tufo di Vivara. Alla base breccia del Porticello, seguono ceneri alterate con a tetto la Breccia Museo (Tufo Grigio Campano o Ignimbrite Campana).

2.3. - TUFO GRIGIO CAMPANO - MEMBRO “BRECCIA MUSEO” Auct. (TGC₁)

L'unità comprende i depositi di due piccoli affioramenti presenti sull'Isola di Vivara costituiti da una breccia ricca in litici formata da pomici trachitiche, abbondanti ossidiane porfiriche, lave, lave idrotermalizzate subordinate. La matrice cineritica è scarsa o assente. Deposito da massivo a grossolanamente stratificato, lentiforme di flusso piroclastico legato alle fasi finali *caldera forming* dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana (Figg. 27, 28). Età 39.280 ± 1100 anni da oggi (De Vivo *et alii*, 2001).



Fig. 28 - Punta Capitello, Tufo Grigio Campano, membro “Breccia Museo” Auct. Breccia con scarsa matrice formata da lapilli pomicei e litici, ricca in ossidiane.

2.4. - SINTEMA DELL' ISOLA DI ISCHIA (III)

Il sintema dell'Isola d'Ischia è delimitato alla base dalla discordanza angolare e strutturale presente al tetto delle unità epiclastiche del sintema di Buceto. Tale discordanza si è formata nella fase di sollevamento e conseguente erosione e sedimentazione del blocco risorgente del Monte Epomeo. Al tetto, il sintema dell'Isola d'Ischia è limitato dalla superficie topografica attuale.

2.4.1. - tufo di Solchiaro (SHI)

I depositi del tufo di Solchiaro sono costituiti da cineriti grossolane indurite, grigio nerastre e giallastre, fittamente stratificate o laminate con

laminazioni da piano parallele a incrociate, spesso ricche in pisoliti centimetriche. Si tratta di depositi di caduta e di *surge* piroclastico legati alla attività del *tuff cone* di Solchiaro (Isola di Procida). Composizione trachibasaltica. Età post 18.000 anni da oggi (DE ASTIS *et alii*, 2004).

2.4.2. - Unità di Casa Ospedale Civico (PCV)

L'unità che affiora in copertura dell'isolotto di Vivara comprende una sequenza di livelli medi e sottili di tefra di caduta distali costituiti



Fig. 29 - Scavi archeologici di Vivara. Tefra del Rotaro, unità del Bosco della Maddalena, membro di Le Querce, a tetto di paleosuolo contenente reperti archeologici dell'età del Bronzo.

prevalentemente di ceneri incoerenti e minori lapilli pomicei sciolti dello spessore di circa 2m. A tetto di queste cineriti probabilmente correlate a attività esplosiva recente dell'Isola d'Ischia si distingue un deposito dello spessore di circa 1m formato da lapilli pomicei rachitici, ricchi in litici lavici, seguito da ceneri grossolane e fini (Fig. 29). La composizione chimica consente di correlare questi depositi alle piroclastiti dell'unità del Bosco della Maddalena, membro di Le Querce.

Età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 3.700 ± 1.100 anni da oggi. Questo deposito ricopre, nell'area archeologica di Punta Alaca, reperti dell'età del Bronzo.

3. - I DEPOSITI QUATERNARI EPICLASTICI

3.1. - DEPOSITO COLLUVIALE (**b₇**)

Depositi costituiti da materiale piroclastico generalmente dilavato. Si ritrovano talora intercalati livelli di piroclastiti in posto, non cartografabili, nonché sottili livelli di pomici mostranti gradi di alterazione variabile. Spessori variabili entro i 3-5 m.

3.2. - DEPOSITO LITORALE (**g₂**)

Sabbie vulcanoclastiche da fini a grossolane, originate dallo smantellamento dei depositi piroclastici circostanti. Sono costituite prevalentemente da pomici, scorie, frammenti lavici e cristalli sciolti di feldspato alcalino e clinopirosseno.

3.3. - OPERE DI DIFESA COSTIERA (**h₃**)

Materiali di origine antropica costituiti da massi eterometrici fino a qualche m³, di natura eterogenea, tufacea, calcarea e lavica, utilizzati per opere di difesa costiera emerse e sommerse.

VIII - PETROCHIMICA DEI PRODOTTI JUVENILI

1. - INTRODUZIONE

In questa sezione saranno analizzate in dettaglio le principali caratteristiche petrochimiche dei prodotti juvenili affioranti nell'area compresa nel Foglio "Isola di Procida". Le tipologie petrografiche e geochemiche dei prodotti vulcanici affioranti nell'area in esame spaziano all'interno dell'intero spettro individuato dai prodotti del distretto flegreo, facendo dell'area un settore estremamente rappresentativo per lo studio delle caratteristiche geochemiche globali dei Campi Flegrei.

2. - CARATTERISTICHE GENERALI

I prodotti juvenili che caratterizzano i depositi affioranti nell'area del Foglio "Isola di Procida" sono rappresentati principalmente da pomici e scorie. Molto più subordinati sono i prodotti a minor grado di vescicolazione quali *spatter* (CAS & WRIGHT, 1987), ossidiane e lave, queste ultime rappresentate esclusivamente dalle lave dei Ruommoli e dalla colata lavica di Punta Ottimo. Nel complesso i prodotti juvenili mostrano una sostanziale omogeneità dei caratteri tessiturali e paragenetici, nonostante le evidenti differenze nel grado di vescicolazione dei vari elementi.

I campioni di pomici mostrano generalmente una tessitura da afirica a debolmente porfirica. La fase di gran lunga più ricorrente è rappresentata dal feldspato alcalino, presente in grossi fenocristalli euedrali (fino a 2 mm; Fig. 30a) dall'abito generalmente prismatico, frequentemente organizzato in strutture glomeriche monomineraliche. Le altre fasi presenti sono rappresentate da un clinopirosseno verde (Fig. 30b), solitamente osservabile in individui microfenocristallini dall'abito prismatico allungato, da subedrale ad euedrale, spesso occorrente all'interno di glomeri polimi-

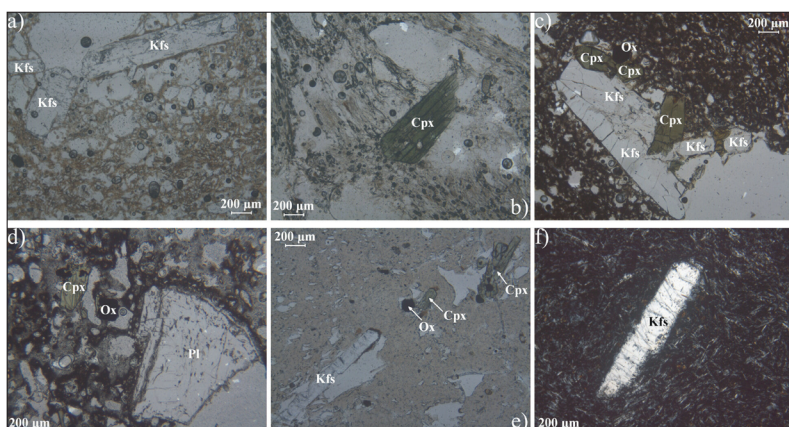


Fig. 30 - *Principali caratteri petrografici relativi ai prodotti juvenili dei depositi affioranti nell'area del Foglio Procida: a) fenocristallo di feldspato alcalino (Kfs) in un campione di pomice (nicols paralleli); b) fenocristallo di clinopirosseno (Cpx) in un campione di pomice (nicols paralleli); c) glomero policristallino (feldspati alcalini, clinopirosseni e ossidi opachi; Kfs, Cpx e Ox) in un campione di pomice (nicols paralleli); d) fenocristallo di plagioclasio (Pl) e microfenocristalli di clinopirosseno (Cpx) e di ossidi opachi (Ox) in un campione di pomice (nicols paralleli); e) fenocristalli di feldspato alcalino (Kfs), clinopirosseno (Cpx) ed ossidi opachi (Ox) in un campione di ossidiana (nicols paralleli); f) campione di lava, in evidenza un fenocristallo di feldspato alcalino (Kfs) immerso in una pasta di fondo microcristallina (nicols incrociati).*

neralici (Fig. 30c). Più rari i microfenocristalli di plagioclasio, biotite ed ossidi opachi. L'apatite è spesso presente in microfenocristalli come fase accessoria. La pasta di fondo è quasi sempre completamente costituita da un vetro da incolore a marrone. Solo raramente è possibile osservare qualche fase microcristallina, verosimilmente costituita da piccoli individui di feldspato alcalino e plagioclasio.

I campioni di scorie mostrano generalmente un maggiore grado di porfiricità rispetto alle pomici, spesso accoppiato ad un carattere geochemico tendenzialmente meno evoluto. Nelle scorie meno evolute (appartenenti ai prodotti di Vivara, Fiumicello e Solchiaro) prevalgono micro fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno (Fig. 30d), entrambe generalmente subedrali. Meno ricorrente è l'olivina, di solito completamente o quasi completamente alterata in iddingsite, e gli ossidi opachi, rappresentati da piccoli individui dall'habitus subedrale/anedrale. La pasta di fondo è in genere vetrosa, sebbene a luoghi sia possibile osservare anche una frazione microcristallina costituita da cristalli aciculari di plagioclasio e sporadici clinopirosseni. Nelle scorie più evolute, invece, la fase più ricorrente è nuovamente il feldspato alcalino, rappresentato da individui euedrali sia in fenocristalli (dimensioni massime fino a 4-5 mm) che microfenocristalli che in glomeri mono- e policristallini (in questi ultimi associato a cristalli di clinopirosseno). Il clinopirosseno è una fase discretamente ricorrente, generalmente rappresentato da individui microfenocristallini verdi dall'abito

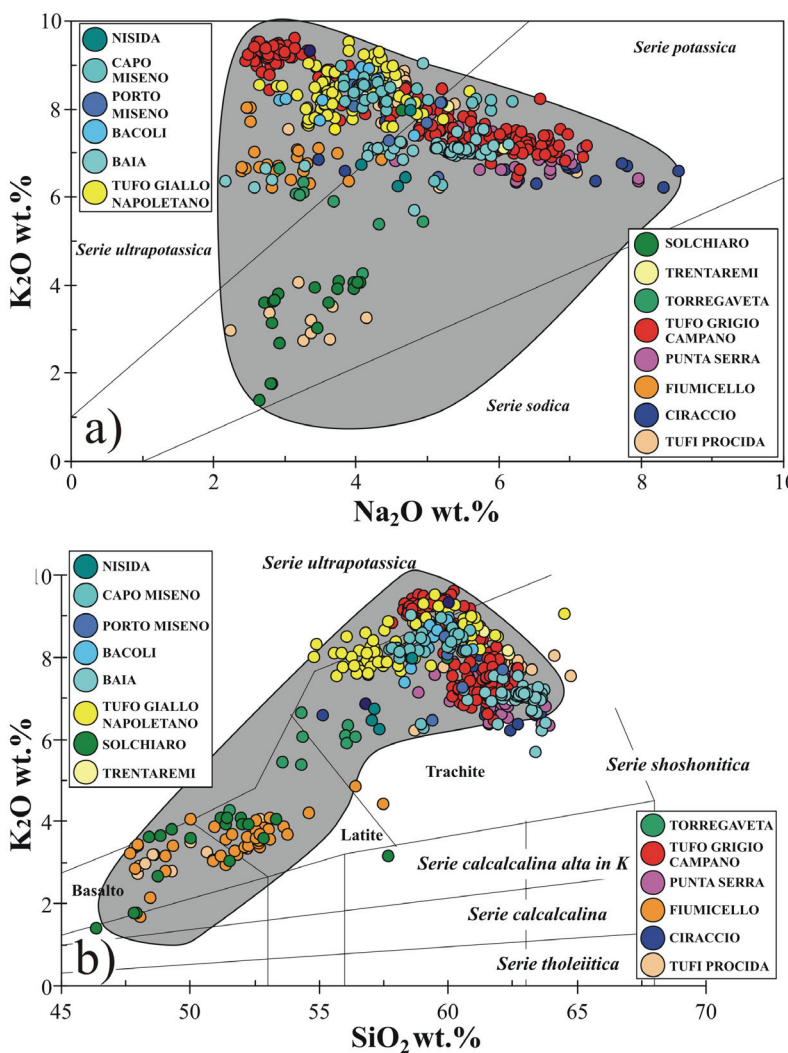


Fig. 31 - a) Diagramma K₂O vs. Na₂O (MIDDLEMOST, 1975) e b) diagramma K₂O vs. SiO₂ (PECCERILLO & TAYLOR, 1976) relativi ai prodotti juvenili dei depositi affioranti nell'area del Foglio Procida. Per le fonti bibliografiche dei dati chimici si vedano le Figg. 15 e 16. L'area grigia rappresenta il campo composizionale relativo a tutti i prodotti del distretto dei Campi Flegrei. Dati da ARMIENTI et alii (1983), BARBERI et alii (1978), CIVETTA et alii (1997), D'ANTONIO & DI GIROLAMO (1994), D'ANTONIO et alii (1996, 1999), DE ASTIS et alii (2004), DE VITA et alii (1999), DI GIROLAMO (1970), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO et alii (1984), D'ORIANO et alii (2005), FEDELE et alii (2006, 2008), FOWLER et alii (2007), LUSTRINO et alii (2002), MELLUSO et alii (1995), ORSI et alii (1992, 1995), PAPALARDO et alii (1999, 2002), ROSI & SBRANA (1987), SCARPATI et alii (1993).

subedrale/euedrale. Scarsa la presenza di biotite, rappresentata da sporadici microfenocristalli euedrali prismatici. Sono stati inoltre osservati piccoli individui di apatite, presenti come inclusioni in grossi fenocristalli di clinopirosseno. La pasta di fondo è quasi sempre vetrosa. Più raramente è possibile osservare qualche microcristallo aciculare di feldspato alcalino in una pasta di fondo vetrosa dal colore bruno.

I pochi campioni di ossidiane e *spatter* raccolti (appartenenti principalmente all'unità della Breccia Museo) presentano sostanzialmente le stesse caratteristiche delle scorie più evolute, fatta eccezione per un più alto grado di porfiricità e per una maggiore abbondanza ed un maggiore sviluppo dei fenocristalli di feldspato alcalino (che raggiungono dimensioni massime pari anche ad 1 cm; Fig. 30e).

Le lave sono scoriacee ed afiriche, costituite da minuti microcristalli aciculari di feldspato immersi in una pasta di fondo vetrosa dalla colorazione marrone-bruna (Fig. 30f).

I dati relativi alle concentrazioni degli elementi maggiori dei campioni

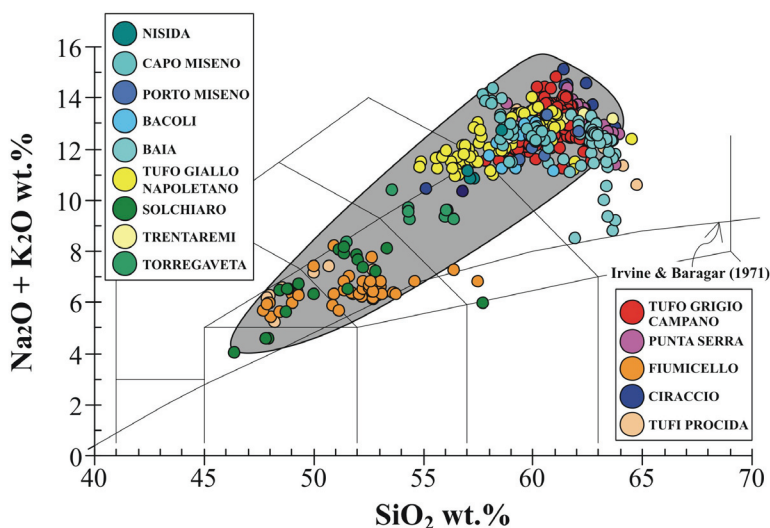


Fig. 32 - Diagramma TAS (LE BAS et alii, 1986) relativo ai prodotti juvenili dei depositi affioranti nell'area del Foglio Procida. La curva riportata separa i campi composizionali relativi ai prodotti subalcalini ed alcalini [da IRVINE & BARAGAR, (1971)]. Per le fonti bibliografiche dei dati chimici si vedano le Figg. 15 e 16. L'area grigia rappresenta il campo composizionale relativo a tutti i prodotti del distretto dei Campi Flegrei [dati da ARMIENTI et alii (1983), BARBIERI et alii (1978), CIVETTA et alii (1997), D'ANTONIO & DI GIROLAMO (1994), D'ANTONIO et alii (1996, 1999), DE ASTIS et alii (2004), DE VITA et alii (1999), DI GIROLAMO (1970), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO et alii (1984), D'ORIANO et alii (2005), FEDELE et alii (2006, 2008), FOWLER et alii (2007), LUSTRINO et alii (2002), MELLUSO et alii (1995), ORSI et alii (1992, 1995), PABST et alii (2008), PAPPALARDO et alii (1999, 2002), ROSI & SBRANA (1987), SCARPATI et alii (1993)].

oggetto di studio sono stati utilizzati, normalizzati al 100% su base anidra, per la costruzione degli usuali diagrammi classificativi. I campioni studiati appartengono chiaramente ad una serie magmatica alcalina potassica, come è possibile osservare dalla loro proiezione nei diagrammi K_2O vs. Na_2O (MIDDLEMOST, 1975) e K_2O vs. SiO_2 (PECCERILLO & TAYLOR, 1976; Fig. 31). Nel diagramma classificativo TAS (LE BAS *et alii*, 1986) si può osservare una netta prevalenza dei prodotti differenziati, rappresentati principalmente da trachiti e fonoliti, sui prodotti meno differenziati, rappresentati dai meno abbondanti trachibasalti potassici, shoshoniti e latiti (Fig. 32). Le analisi relative ai campioni in esame ricadono esattamente all'interno del campo rappresentativo delle composizioni dei prodotti dell'intero distretto dei Campi Flegrei, riportato per confronto. E' interessante notare come alcuni campioni (appartenenti principalmente alle formazioni del tufo di Fiumicello di Procida) si proiettino quasi a ridosso o anche al di sotto della linea che separa i campi dei prodotti alcalini e subalcalini (IRVINE & BARAGAR, 1971). Appare verosimile ipotizzare che tali campioni abbiano subito delle modificazioni composizionali imputabili all'intervento di processi epigenetici, soprattutto in considerazione dell'abbondante presenza della frazione vetrosa, facilmente soggetta a tali processi secondari, nei campioni in esame. Tali fenomeni, pertanto, avrebbero selettivamente impoverito i campioni in alcali, arricchendoli indirettamente in SiO_2 . Ciò sembrerebbe supportato anche dai valori particolarmente elevati delle LOI (~7-9 wt.%) e degli elevati contenuti normativi in qz (~3-6 %) ed hy (~6-11%) riscontrati negli stessi campioni. Simili peculiarità sono state segnalate per altri prodotti dei Campi Flegrei da ARMIENTI *et alii* (1983).

3. - TUFI DI PROCIDA (TBP)

I prodotti juvenili appartenenti alla formazione dei tufi di Procida sono rappresentati essenzialmente da scorie di colore nero/grigio scuro (Vivara) e lapilli pomicei (Pozzo Vecchio, Terra Murata), cui si aggiungono le lave dei Ruommoli e la colata lavica di Punta Ottimo (quest'ultima appartenente al litosoma Pozzo Vecchio). Le scorie mostrano generalmente una struttura da africa a debolmente porfirica per fenocristalli di clinopirosseno ed olivina (quest'ultima meno abbondante e relegata ai prodotti caratterizzati dal minore grado di evoluzione). La pasta di fondo è generalmente vetrosa o ipocristallina, costituita da plagioclasio, clinopirosseno, olivina (solo nei prodotti meno evoluti), ossidi opachi e feldspato alcalino (soprattutto nei termini più evoluti). Le pomici hanno per lo più una struttura debolmente porfirica, nella quale prevalgono i fenocristalli di feldspato alcalino cui si aggiungono meno abbondanti fenocristalli di clinopirosseno e biotite. La pasta di fondo è vetrosa/ipocristallina, costituita essenzialmente dalle stesse fasi osservate tra i fenocristalli cui si aggiungono plagioclasio e ossidi opachi. I prodotti lavici, infine, presentano una struttura da africa a debolmente porfirica, con microfenocristalli di feldspato alcalino e più

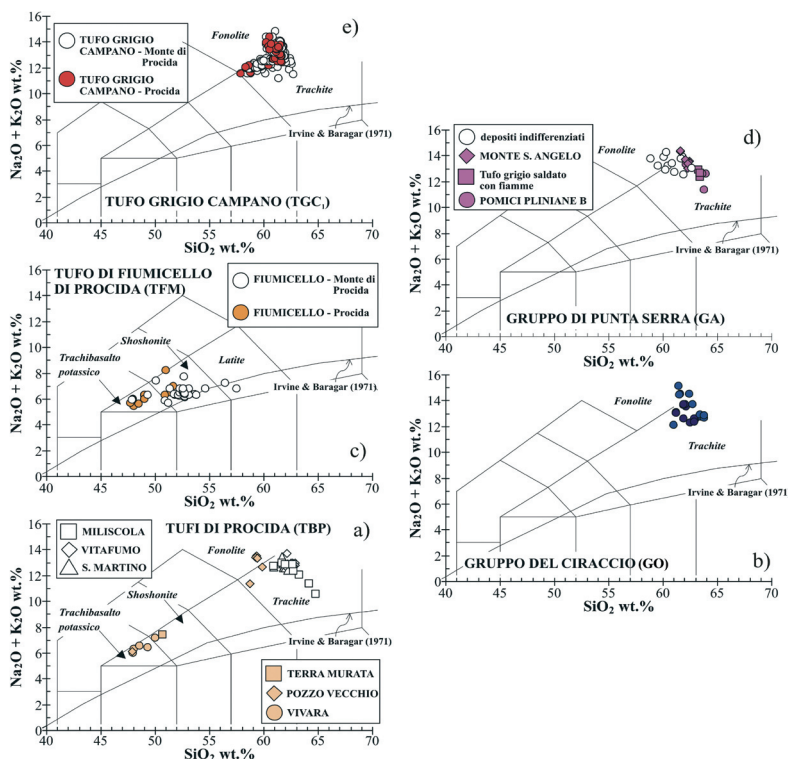


Fig. 33 - Diagramma TAS (LE BAS et alii, 1986) relativo ai prodotti juvenili dei depositi delle unità di a) tufi di Procida [dati da DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO et alii (1984), ROSI & SBRANA (1987), DE ASTIS et alii (2004), questo lavoro]; b) sistema di S. Nicola [dati da PAPPALARDO et alii (1999) e questo lavoro]; c) tufo di Fiumicello di Procida [dati da DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO et alii (1984), PAPPALARDO et alii (1999), DE ASTIS et alii (2004), FEDELE et alii (2006)]; d) piroclastiti di S. Nicola [dati da PAPPALARDO et alii (1999) e questo lavoro]; e) Tufo Grigio Campano, facies della Breccia Museo [dati da ROSI & SBRANA (1987), MEL-LUSO et alii (1995), FEDELE et alii (2008)], affioranti nell'area del Foglio Procida. La curva riportata separa i campi composizionali relativi ai prodotti subalcalini ed alcalini [da IRVINE & BARAGAR (1971)]. Nei vari diagrammi sono stati utilizzati simboli differenti per i campioni appartenenti a depositi eruttivi differenti oppure per differenziare i depositi prelevati presso l'Isola di Procida e quelli presso l'area del promontorio di Monte di Procida.

raro clinopirosseno immersi in una pasta di fondo microcristallina/ipocristallina caratterizzata dalle stesse fasi più plagioclasio ed ossidi opachi. I cristalli possono talora assumere un iso-orientamento che dà luogo a caratteristiche tessiture fluidali.

La composizione chimica dei prodotti di Vivara varia da trachibasilato potassico a shoshonite (Fig. 33a), con contenuti relativamente bassi in SiO_2 (tipicamente $\leq 50,0$ wt.%), Na_2O (3,27-3,67 wt.%), K_2O (2,72-3,50 wt.%) ed elementi incompatibili (e.g., Nb ~13-19 ppm, Y ~26-28 ppm) ed elevate concentrazioni di TiO_2 (1,39-1,59 wt.%), MgO (4,62-5,51 wt.%), CaO (9,41-11,0 wt.%), Sr (~880-900 ppm) e Ba (~1000-1200 ppm).

Tutti i prodotti juvenili del vulcano di Pozzo Vecchio (*i.e.*, sia le pomici che la lava) ricadono nel campo delle trachiti e delle fonoliti (Fig. 33a) e mostrano degli intervalli composizionali piuttosto ristretti, sia per gli elementi maggiori (*e.g.*, SiO₂ 59,3-59,9 wt.%, Fe₂O₃ 4,12-4,21 wt.%, CaO 4,60-4,75 wt.%, MgO 0,61-0,66 wt.%) che per gli elementi in tracce (*e.g.*, V ~35 ppm, Sr 337-355 ppm, Y ~35 ppm, Zr 356-371 ppm, Nb ~60 ppm).

Per quanto riguarda la composizione chimica della frazione juvenile dei prodotti di Terra Murata sono al momento presenti pochissimi dati di letteratura, che indicherebbero nel complesso una composizione shoshonitica (DI GIROLAMO & STANZIONE, 1973).

4. - SINTEMA DEL RIFUGIO DI S. NICOLA (SNL)

4.1. - GRUPPO DEL CIRACCIO (GO)

I prodotti juvenili osservabili nei depositi del gruppo del Ciraccio sono costituiti da pomici da afriche a debolmente porfiriche, caratterizzate da sporadici fenocristalli di feldspato alcalino e, più raramente, biotite e clinopirosseno. La pasta di fondo è per lo più completamente vetrosa.

Per quanto riguarda la composizione chimica, le poche analisi disponibili in letteratura per i prodotti di tale unità [essenzialmente da PAPPALARDO *et alii* (1999), cui si aggiungono quelle relative al presente lavoro)] indicano complessivamente una composizione che varia da trachitica a fonolitica (Fig. 33b).

4.2. - TUFO DI FIUMICELLO DI PROCIDA (TFM)

Gli elementi juvenili che costituiscono i depositi dell'eruzione di Fiumicello sono rappresentati da scorie scure debolmente porfiriche per sparsi fenocristalli di clinopirosseno e plagioclasio, cui si aggiungono più rari microfenocristalli di olivina. La pasta di fondo è generalmente vetrosa.

La composizione chimica della frazione juvenile varia essenzialmente da trachibasilto potassico a latite (Fig. 33c). Gli intervalli composizionali osservati sono piuttosto larghi, in particolar modo per gli elementi maggiori (SiO₂ 50.9-57.5 wt.%, CaO 11.7-8.05 wt.%, K₂O 3.07-4.84 wt.%), probabilmente falsati dall'intervento di modificazioni epigenetiche che avrebbero determinato un complessivo impoverimento in alcali ed un indiretto arricchimento in silice. Tali modificazioni, suggerite dagli elevati valori delle LOI (~7-9 wt%) e dalla presenza di quarzo e iperstene normativi (rispettivamente, ~3-6% e ~6-11%), non avrebbero modificato sensibilmente la composizione degli elementi in tracce, i cui contenuti rimangono nel complesso costanti (*e.g.*, Ni 20-38 ppm, Rb 123-166 ppm, Zr 128-227 ppm) data la loro sostanziale immobilità durante i processi

secondari. E' stata osservata una tendenza dei prodotti juvenili ad assumere composizioni leggermente meno evolute nelle porzioni più elevate della sequenza stratigrafica, interpretabile come legata all'esistenza di una camera magmatica zonata (FEDELE *et alii*, 2006).

4.3. - GRUPPO DI PUNTA SERRA (GA)

Gli elementi juvenili presenti nei depositi del gruppo di Punta Serra sono rappresentati principalmente da pomici da variamente porfiriche ad afiriche, caratterizzate da fenocristalli di feldspato alcalino, clinopiroseno, plagioclasio e biotite (in ordine di abbondanza decrescente). La pasta di fondo è generalmente vetrosa. A questi prodotti vanno aggiunte le fiamme del deposito del flusso di tufo grigio saldato, caratterizzate da una elevata porfiricità e da abbondanti fenocristalli di feldspato alcalino immerso in una pasta di fondo vetrosa.

Come già osservato per i prodotti del gruppo del Ciraccio, sono poche le analisi chimiche disponibili in letteratura per i prodotti del gruppo di Punta Serra [anche in questo caso ridotte essenzialmente a quelle di PAPALARDO *et alii* (1999) e di questo lavoro]. La composizione dei prodotti varia da trachite a fonolite (Fig. 33d), con i prodotti di provenienza ischitana (*i.e.*, Pomici B e Monte S. Angelo) tendenzialmente caratterizzati da più elevato Na₂O (6,25-6,73 wt.% e 6,00-7,97 wt.%, rispettivamente) e TiO₂ (0,63-0,67 wt.% e 0,55-0,61 wt.%) rispetto alle "comuni" trachiti/fonoliti flegree e da un carattere leggermente peralcalino.

5. - TUFO GRIGIO CAMPANO - membro "Breccia Museo" *Auct.* (TGC₁)

I prodotti juvenili del Tufo Grigio Campano affioranti nell'area del Foglio "Isola di Procida" (membro "Breccia Museo"), sono rappresentati da pomici, scorie, *spatter* (CAS & WRIGHT, 1987) ed ossidiane che mostrano una sostanziale omogeneità dei caratteri petrografici. La tessitura varia da afirica a debolmente porfirica, con fenocristalli di feldspato alcalino, clinopiroseno, plagioclasio, ossidi opachi e biotite immersi in una pasta di fondo essenzialmente vitrofirica. I campioni caratterizzati dai più elevati valori dell'indice di porfiricità (~15-20%) sono sistematicamente meno evoluti rispetto a quelli meno porfirici (indice di porfiricità ~5-10%)

La composizione chimica degli elementi juvenili del Tufo Grigio Campano presenti nell'area è costantemente trachitica-fonolitica (Fig. 33e), sebbene sia possibile individuare un discreto intervallo composizionale per tutti i principali elementi maggiori (*e.g.*, SiO₂ 57,9-62,7 wt.%, MgO 0,05-2,0 wt.%, Fe₂O₃ 2,9-5,0 wt.%, K₂O 6,5-9,6 wt.%) ed in tracce (*e.g.*, V 15-89 ppm, Sr 17-873 ppm, Nb 19-132 ppm, Rb 195-478 ppm, Y 23-102 ppm, Zr 119-758 ppm). E' stata osservata una chiara tendenza verso termi-

ni meno evoluti nei depositi delle porzioni stratigraficamente più elevate della formazione, ascritta alla presenza di una camera magmatica in cui si sarebbero verificati processi di stratificazione composizionale dei magmi (MELLUSO *et alii*, 1995; FEDELE *et alii*, 2008).

6. - SINTEMA VESUVIANO-FLEGREO (VEF)

6.1. - TUFO DI SOLCHIARO (SHI)

Gli elementi juvenili dei depositi appartenenti a questa formazione sono rappresentati per lo più da scorie scure tipicamente afriche, con poco abbondanti microfenocristalli di clinopirosseno, plagioclasio e rara olivina immersi in una pasta di fondo vetrosa.

La composizione chimica dei prodotti del tufo di Solchiaro varia da basalto shoshonitico a shoshonite (Fig. 34). Gli intervalli composizionali sono di conseguenza piuttosto ampi, ad es.: SiO_2 47,8-57,7 wt.%, MgO 3,32-8,50 wt.%, CaO 3,10-11,87 wt.%, K_2O 1,76-7,96 wt.%, Rb 57-136 ppm, Y 22-33 ppm, Zr 114-212 ppm, Nb 13-25 ppm.

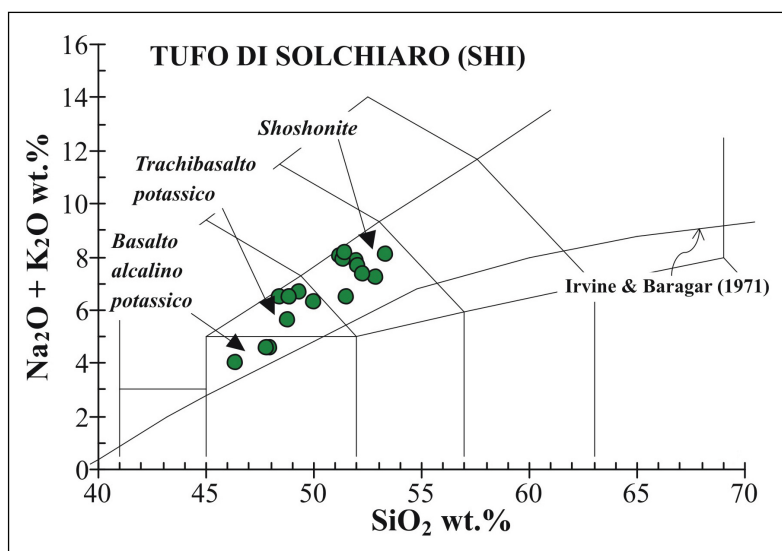


Fig. 34 - Diagramma TAS (LE BAS *et alii*, 1986) relativo ai prodotti juvenili dei depositi della unità del tufo di Solchiaro [dati da DI GIROLAMO & STANZIONE (1973), DI GIROLAMO & ROLANDI (1979), DI GIROLAMO *et alii* (1984), DE ASTIS *et alii* (2004), questo lavoro], affioranti nell'area del Foglio Procida. La curva riportata separa i campi composizionali relativi ai prodotti subalcalini ed alcalini [da IRVINE & BARAGAR (1971)].

IX - STRATIGRAFIA DELLE AREE MARINE

In questo capitolo verranno descritte le principali caratteristiche litologiche delle unità vulcaniche (Pleistocene superiore) presenti sul fondo del mare e dei fondi mobili (Olocene - Attuale). In particolare per la fascia costiera sommersa, a profondità inferiore ai -30 m, investigata attraverso rilevamenti diretti subacquei, è stato possibile correlare le unità vulcaniche presenti sul fondo del mare con quelle dei settori emersi per continuità fisica o, qualora siano costituite da affioramenti isolati, sulla base dei campioni prelevati o attraverso le analisi geochimiche effettuate [i dati relativi ai campioni prelevati sotto il livello del mare sono stati riportati nel diagramma TAS (LE BAS *et alii*, 1986) presente nel campo carta del Foglio Geologico relativo ai prodotti juvenili dei depositi affioranti in aree emerse e nelle aree costiere sommerse]. In dettaglio le unità vulcaniche pleistoceniche presenti sul fondo del mare sono state rilevate seguendo criteri litostratigrafici in conformità con le successioni presenti nelle aree emerse; ciò ha permesso di ottenere una cartografia omogenea terra/mare. Per la fascia al di sotto di -30 m, investigata mediante rilievi indiretti, le unità presenti sul fondo del mare, costituiscono unità sismostratigrafiche che per le loro caratteristiche sono state cartografate come unità vulcaniche indifferenziate.

Il rilevamento diretto della fascia costiera sommersa tra 0 e -30 m, ha permesso di evidenziare con maggiore precisione le caratteristiche stratigrafico - sedimentologiche dei fondi mobili di questo settore di costa. I differenti ambienti (litorali e di piattaforma interna prossimale) che caratterizzano la fascia batimetrica al di sopra dei -30 m, sono stati suddivisi in relazione ai diversi processi sedimentari in atto (depositi in formazione) o non più attivi (depositi completamente formati). Nell'ambito dell'ambiente litorale è stato possibile individuare due sottoambienti, rappresentativi di coste alte e coste basse e le rispettive associazioni litologiche che li contraddistinguono. Nel primo caso sono stati cartografati come depositi di piede di falesia, nel secondo caso come depositi di spiaggia sommersa.

Nell'ambiente litorale si ritrovano inoltre depositi di *beach rock* completamente formati. Analogamente, nell'ambito dei depositi di piattaforma interna prossimale è stato possibile caratterizzare areali differenti in rapporto alle associazioni di litofacies esistenti differenziabili sia dal punto vista granulometrico che compositivo, individuando anche le aree a sedimentazione bioclastica.

Per la restante parte della piattaforma continentale interna e esterna *p.p.* che caratterizza la fascia batimetrica al di sotto dei -30 m, i dati ottenuti dalle indagini indirette (ecografiche) e dirette (campionature del fondo e sottofondo) hanno permesso di caratterizzare le associazioni litologiche ed i principali aspetti sedimentologici. Qui di seguito si descrivono le unità cartografate in ordine temporale decrescente.

1. - UNITÀ VULCANICHE QUATERNARIE DELLA FASCIA SOMMERSA (da 0 a -30 m)

Per le caratteristiche morfologiche della costa flegrea, sia nei settori insulari che in terraferma, l'esposizione delle principali unità vulcaniche si riscontra prevalentemente lungo le falesie emerse dove le unità affioranti sono spesso caratterizzate da notevoli variazioni di spessore; si osservano inoltre discontinuità di importanza regionale, talora difficilmente cartografabili alla scala di dettaglio 1:10.000 e 1:5.000 (da cui derivano i rilevamenti). Queste caratteristiche contraddistinguono anche gli affioramenti presenti sotto il livello del mare che, pur se più discontinui, in quanto spesso drappeggiati da una sottile copertura di sedimenti sabbiosi olocenici, hanno contribuito a migliorare l'interpretazione e la distribuzione areale dei depositi vulcanici. Vengono descritti di seguito, a partire dai più antichi ai più recenti, i depositi riferibili alle unità vulcaniche quaternarie privilegiando gli aspetti stratigrafici desunti dal rilevamento diretto subacqueo (litologie prevalenti, andamenti giaciture, contatti stratigrafici, distribuzione degli affioramenti, etc.); per l'aspetto compositivo e le caratteristiche petrochimiche si fa riferimento alle analisi effettuate sui campioni prelevati presenti nel diagramma TAS del campo carta.

1.1. - ISOLA DI PROCIDA

Le unità relative all'attività iniziale del distretto vulcanico flegreo-tufi di Procida (**TBP**), sono visibili in corrispondenza degli affioramenti che, lungo le falesie sommerse, individuano gli orli riesumati degli antichi crateri.

Ottimi affioramenti sono presenti a Punta Serra e a Punta Ottimo dove i depositi riferibili all'unità del vulcano di Pozzo Vecchio (**PVH**), sono ben visibili lungo le falesie sommerse e raggiungono la profondità di -18 m (Fig. 35). L'unità risulta costituita da tufi sottilmente stratificati con lapilli pomicei ed elementi litici di natura lavica. Le giaciture misurate nei rilie-

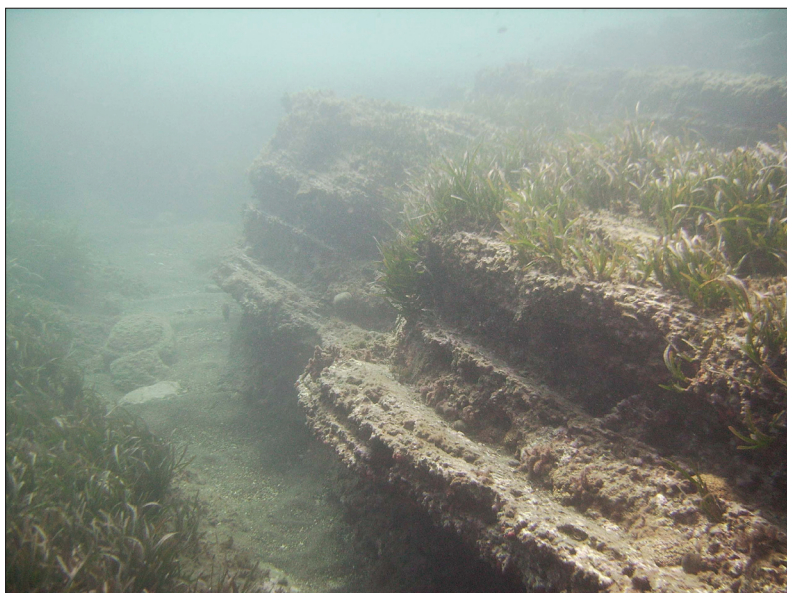


Fig. 35 - *Falesia sommersa di Punta Serra intagliata nei tufi stratificati di PVH.*

vi sommersi permettono di ricostruire quasi completamente la rimanente parte sommersa dell'orlo del cratere.

Le falesie sommersa comprese tra Punta dei Monaci e Punta della Lingua sono costituite da tufi stratificati litificati, con sparsi lapilli pomicei e frammenti di ossidiane. Essi sono riferibili all'unità del vulcano di Terra Murata (TMU). Le giaciture misurate presentano andamento variabile, in conformità con quanto osservabile lungo le falesie emerse; gli strati immergono verso ovest lungo il promontorio sommerso di Punta della Lin-

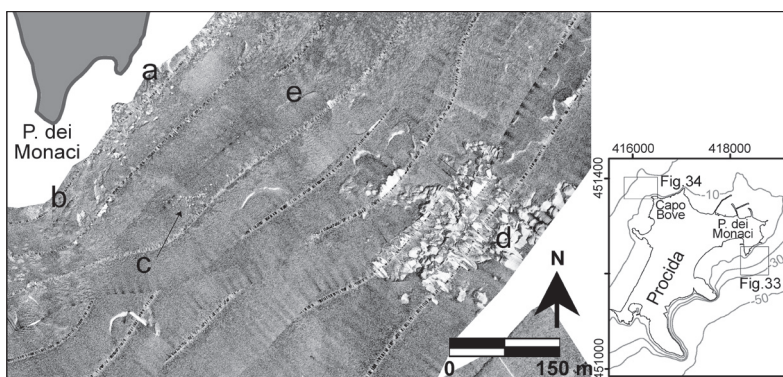


Fig. 36 - *Registrazione Multibeam Reason 8111(100KHZ). Fondali marini antistanti il Promontorio di Punta dei Monaci (Isola di Procida). a) blocchi franati; b) falesia sommersa intagliata nell'unità TMU; c) affioramenti isolati di TMU; d) affioramenti isolati di TGC₁; e) depositi sabbiosi di piattaforma interna prossimale.*

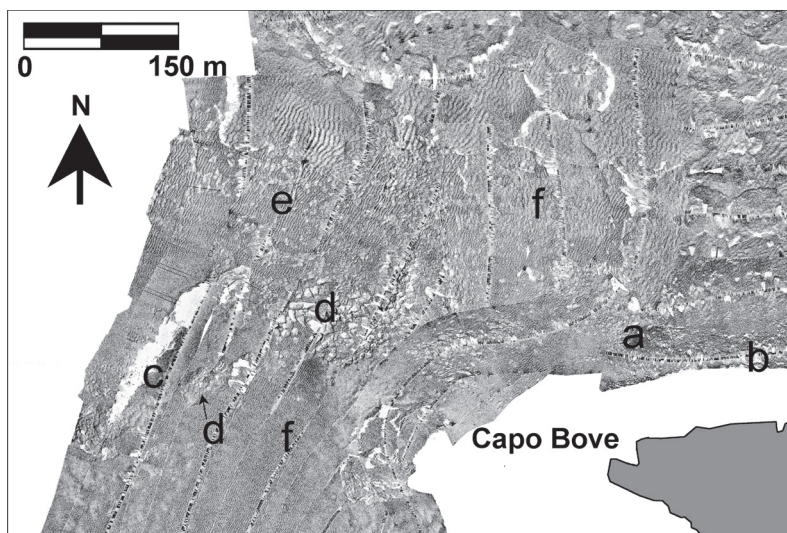


Fig. 37 - Registrazione Multibeam Reason 8111(100KHZ). Fondali marini anti-stanti Capo Bove (Isola di Procida). a) blocchi franati; b) falesia sommersa intagliata nell'unità **TFM**; c) affioramenti di **TFM**; d) affioramenti di **TGC_j**; e) aree a megaripples; f) depositi sabbiosi di piattaforma interna prossimale.

gua e, poco più a nord, immergono verso est con una inclinazione massima di 20°. Piccoli affioramenti isolati e discontinui, talora non cartografabili, si ritrovano fino alle profondità di -18 m; tali affioramenti sono localizzati su un ripiano inclinato di 2°-3° e rappresentano elementi di discontinuità all'interno dei depositi sabbiosi di piattaforma (Fig. 36). Questo ripiano raggiunge la profondità di -25 m, oltre la quale è visibile una scarpata tettonica (cfr. Cap.X, par.1.3.1.). Le caratteristiche morfostratigrafiche evidenziate durante il rilevamento nell'area permettono di ipotizzare che tale superficie spianata sia di origine erosiva, intagliata essenzialmente nei depositi di **TMU** che affiorano localmente.

Depositi tufacei massivi in matrice grigio-giallastra con grosse scorie nere e litici lavici si ritrovano lungo le falesie sommerse di Punta Pioppeto; questi, verso Capo Bove, passano lateralmente a tufi stratificati con alternanze di lapilli scoriacei grossolani e livelli cineritici. Tali depositi, coerentemente con quanto osservabile sulle falesie emerse e con quanto risulta dalle analisi dei campioni prelevati, sono attribuibili al tufo di Fiumicello di Procida (**TFM**). In prossimità di Capo Bove tali depositi presentano andamenti giacitureali con immersioni opposte verso sud e verso nord ed inclinazione di circa 10°. Affioramenti ascrivibili a tale unità si ritrovano anche in aree a largo di Capo Bove (Fig. 37) dove costituiscono una parete sub-verticale di circa 5 m di altezza che si eleva da una profondità di -15 m; tale scarpata, che ha direzione circa N30° ed appare molto erosa, è probabilmente di origine tettonica. Al tetto della scarpata è presente un ripiano a debole pendenza coperto da sedimenti sabbiosi di piattaforma; su questo ripiano, al di sopra dei depositi di **TFM**, si ritrova-

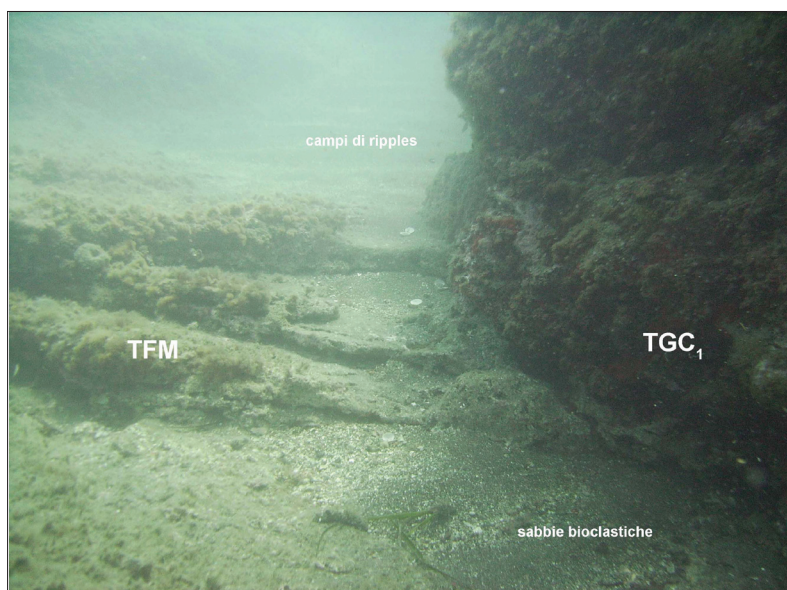


Fig. 38 - Fondali marini antistanti Capo Bove (Isola di Procida). Contatto stratigrafico tra **TFM** e **TGC₁**.

no, in contatto stratigrafico, depositi costituiti da scorie laviche attribuite alla formazione del Tufo Grigio Campano ed in particolare al membro “Breccia Museo” *Auct* (**TGC₁**) (Fig. 38) di seguito descritto. Altri affiora-

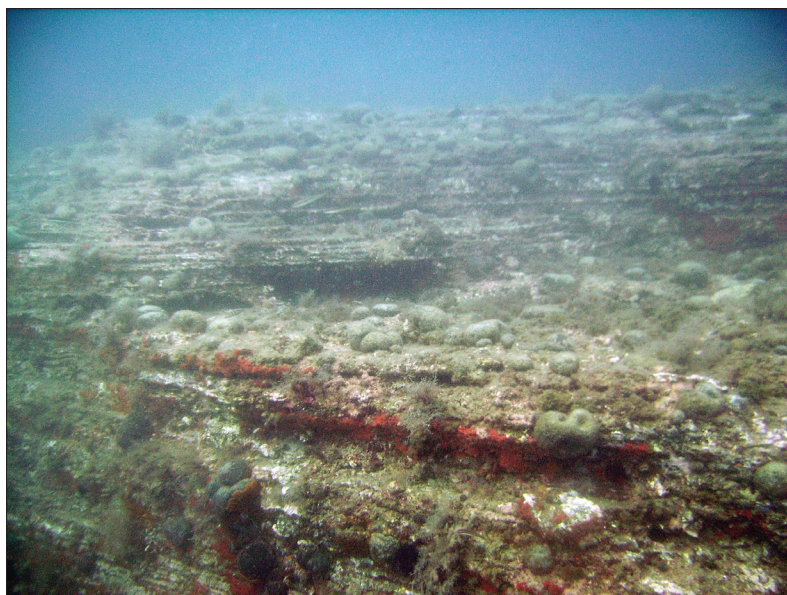


Fig. 39 - Fondali marini antistanti Capo Bove (Secca di Capo Bove - Isola di Procida). Affioramento di **TFM**.



Fig. 40 - Fondali marini antistanti Capo Bove (Secca di Capo Bove - Isola di Pro-

menti di **TFM** sono visibili a largo di Capo Bove dove l'omonima secca si eleva da un fondale posto alla profondità di circa -22 m fino a -7/-8 m. Le pareti di strato di questo alto strutturale sono costituite da una successione tufacea stratificata con immersione degli strati verso sud ed inclinazione di circa 15° (Fig. 39). La successione risulta interessata da diaclasi orientate $N30^\circ$ ed E-O (Fig. 40). In quest'area si ritrovano, localmente, grossi massi lavici, talora arrotondati che, in alcuni casi, sembrano radicati e in contatto stratigrafico su **TFM**. Le analisi effettuate su questi blocchi non hanno permesso di risalire alla loro origine; per analogia con gli affioramenti più prossimi alla costa, si suppone che possano essere dei blocchi lavici presenti all'interno dei depositi di **TGC₁**, successivamente rielaborati. I rilevamenti subacquei in quest'area hanno permesso di cartografare con maggior dettaglio l'orlo del cratere riferibile alle successioni di Fiumicello, attualmente completamente sommerso e, sotto costa, hanno evidenziato l'andamento dell'orlo in prossimità della falesia sommersa. La porzione più esterna dell'orlo del cratere di Fiumicello può essere ricondotta agli affioramenti rinvenuti nella secca a largo di Capo Bove.

Depositi costituiti da una breccia scoriacea scura - *spatter flow* saldati - in scarsa matrice cineritica, con elementi litici di natura lavica si ritrovano in diverse aree nei settori settentrionali dell'Isola di Procida; le analisi in sezione sottile e quelle diffrattometriche hanno evidenziato una composizione chimica che ha permesso di attribuire tali depositi al membro "Breccia Museo" *Auct.* (**TGC₁**). La caratteristica di questi depositi, che generalmente si presentano massivi, è che si ritrovano come affioramenti isolati all'interno dei sedimenti di piattaforma e talora conservano, a tetto



Fig. 41 - Fondali marini antistanti Capo Bove (Isola di Procida). Affioramenti isolati di **TGC₁**.

e a letto, gli originari rapporti stratigrafici. In particolare questi depositi si ritrovano nel settore sommerso nord-occidentale, a Capo Bove, alla profondità di circa -8/-10 m, dove è ben visibile il contatto stratigrafico con i sottostanti depositi afferenti al tufo di Fiumicello di Procida (Fig. 38).

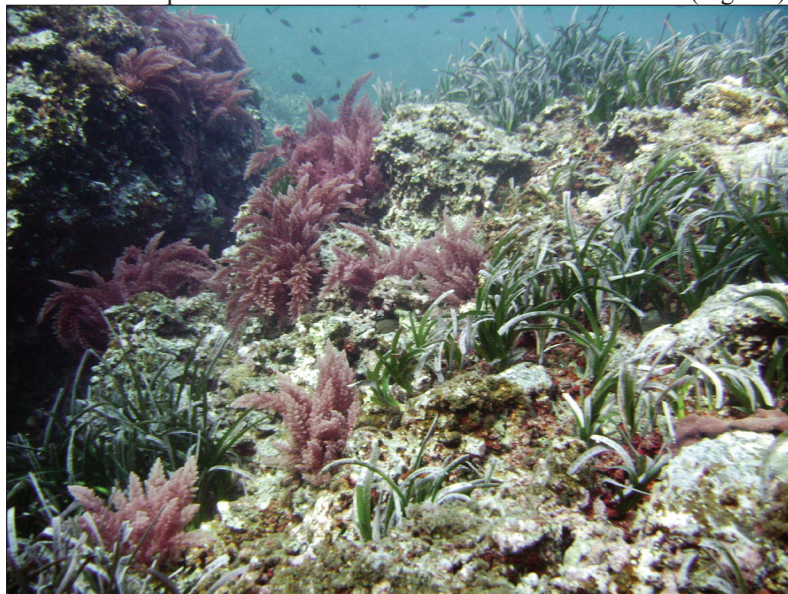


Fig. 42 - Fondali marini antistanti La Corricella (Isola di Procida). Affioramenti di **TGC₁**.

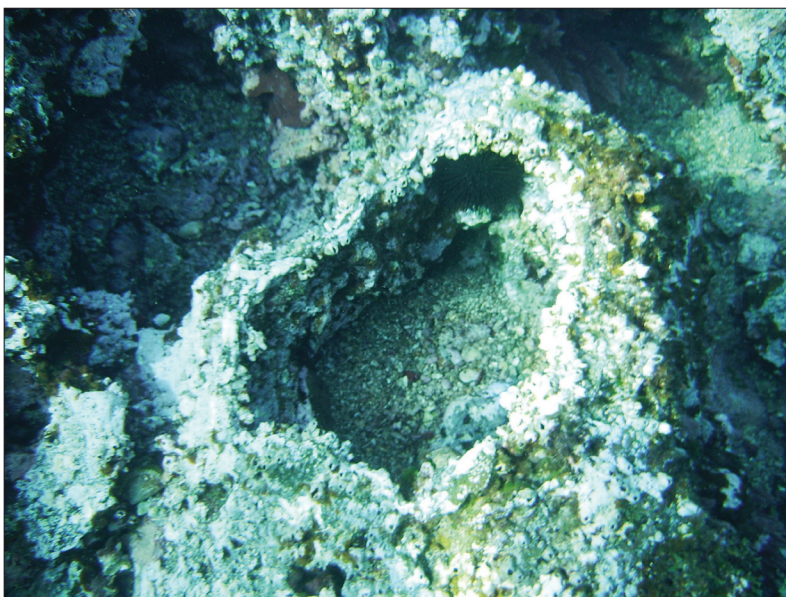


Fig. 43 - Fondali marini antistanti La Corricella (Isola di Procida). Particolare degli affioramenti di *TGC₁*.

Qui si ritrovano associati grossi blocchi lavici di dimensioni massime di circa 2-3 m. Gli affioramenti riferibili al membro “Breccia Museo” *Auct.* (*TGC₁*) sono, in questa località, abbastanza estesi e si ritrovano anche

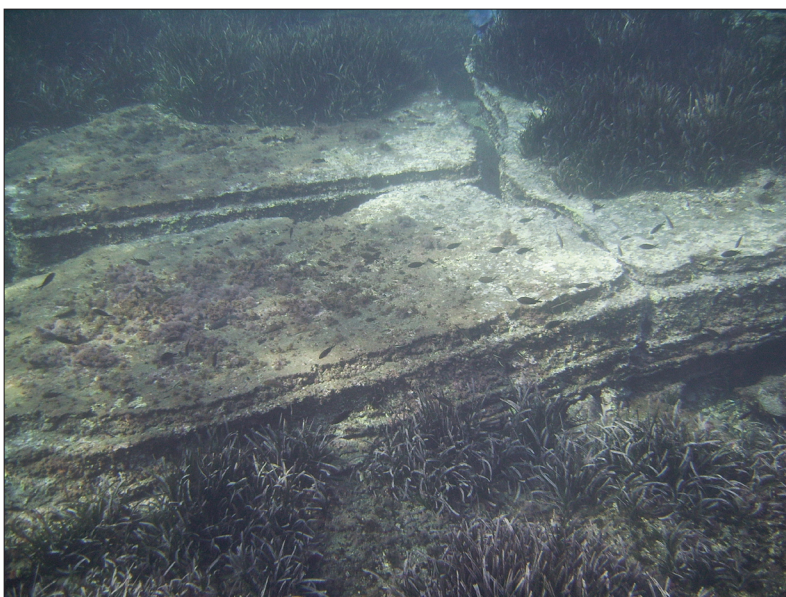


Fig. 44 - Fondali marini antistanti La Corricella (Isola di Procida). Affioramenti di *SHI* ricoperti parzialmente da fanerogame marine.

come elementi isolati all'interno dei depositi di piattaforma (Fig. 41). Poco a est di Capo Bove, ancora in località Fiumicello, affioramenti lateralmente abbastanza continui marcano una fascia parallela alla costa, alla profondità di circa -15/-16 m; essi si ritrovano come affioramenti isolati all'interno dei depositi clastici di piattaforma. Nel settore nord-orientale, a Punta della Lingua, in prossimità degli scogli di "Scotto del Cannone", alla profondità di circa -7 m, si ritrovano ammassi scoriacei allineati circa N-S. Al largo di Punta dei Monaci, poco sopra una scarpata di faglia (cfr. Cap.X, par.1.3.1.), è presente un piccolo alto strutturale che si eleva dal fondo fino alla profondità minima di circa -7/-8 m. Esso ha una estensione areale di più di 100 m (Fig. 36) ed è costituito da ammassi scoriacei molto fratturati al cui interno sono presenti anche elementi litici rappresentati da blocchi lavici di dimensioni di circa 2-3 m. In quest'area, anche se i contatti basali non sono direttamente visibili, tali depositi poggiano su un ripiano strutturale modellato su successioni riferibili a **TMU** (come precedentemente descritto). All'interno della baia di Chiaia è presente un piccolo alto strutturale che suddivide l'insenatura in due aree e che continua sotto il livello del mare; esso è costituito, alla base (a circa -10 m), da ammassi scoriacei del **TGC₁** (Fig. 42); i depositi presentano molti inclusi lavici di piccole dimensioni (al massimo 15-20 cm) (Fig. 43).

Al di sopra del **TGC₁** si ritrovano, in contatto stratigrafico, i depositi del tufo di Solchiaro (**SHI**) (Fig. 44). Depositati di tufi giallastri stratificati e litificati scoriacei, attribuiti al tufo di Solchiaro (**SHI**), costituiscono le falesie sommerse da Punta Solchiaro a Punta Pizzaco. Essi sono talora caratterizzati da sistemi di fratture che, a Punta Pizzaco, sono orientate circa E-O. Sul versante sud-occidentale di Punta Solchiaro, i depositi raggiungono la profondità di -25 m e sembrano interessati da lineamenti di faglia orientati N150°. A Punta Pizzaco invece gli stessi depositi raggiungono profondità notevoli, fino a circa -90 m.

1.2. - ISOLA DI VIVARA – PROMONTORIO DI S. MARGHERITA (PROCIDA)

Le falesie sommerse dell'Isola di Vivara e del Promontorio di Santa Margherita sono interamente intagliate nei depositi piroclastici del **lito-soma Vivara (TVV)**; tali depositi presentano giaciture quaquaversali ed inclinazioni degli strati comprese tra 35° e 40° (Fig. 45), similamente a quanto visibile sulle falesie emerse.

Affioramenti di litotipi vulcanici, compresi nel sintema del Rifugio San Nicola (**SNL**), si rilevano all'interno del cratere nel Golfo di Genito attribuiti a depositi della formazione di Pignatiello *Auct.* - membro della Baia del Porticello (**PPA₁**) e nel settore occidentale, in prossimità del vulcano delle Formiche, attribuiti alle piroclastiti del Canale di Ischia inferiore (**CNF**).

In particolare, all'interno del cratere nel Golfo di Genito, depositi delle successioni che ricoprono **TVV**, costituiscono affioramenti isolati all'interno dei depositi sabbiosi. Si ritrovano infatti testate di strati costituite da



Fig. 45 - Fondali antistanti Punta Mezzogiorno (Isola di Vivara). Falesia sommersa intagliata nel tufo di Vivara (TVV).

depositi di pomici da caduta e paleosuoli indicativi di parziali successioni riferibili alla formazione di Pignatiello - membro della Baia del Porticello (PPA₁) (Fig. 46), affiorante pochi metri sopra la falesia emersa. Tali depo-

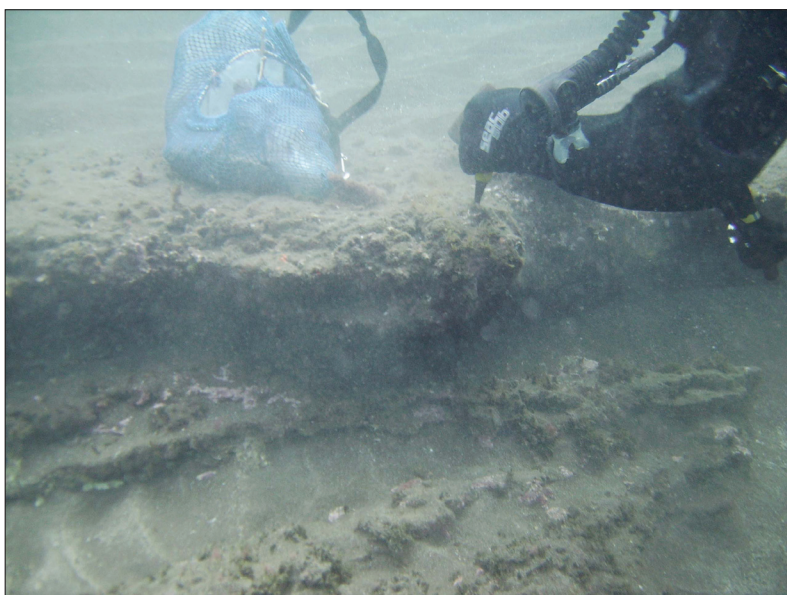


Fig. 46 - Fondali nel Golfo di Genito (Isola di Vivara). Affioramenti isolati di tufi riferibili alla formazione di Pignatiello - membro della Baia del Porticello (PPA₁).



Fig. 47 - Fondali antistanti Punta d'Alaca (Isola di Vivara). Affioramenti di tufo riferibili alle piroclastiti del Canale di Ischia Inferiore (CNF).

siti immergono verso E - SE con inclinazioni di circa 30° . In questo settore questi depositi si ritrovano anche come piccoli affioramenti isolati e non cartografabili, fino alla profondità massima di circa -4/-5 m, a testimonianza che, fino a queste profondità, le coperture dei sedimenti mobili risultano poco spesse (dell'ordine di qualche metro al massimo).

Nel settore occidentale, in prossimità di Punta d'Alaca, sotto estese coperture di fanerogame, ad una profondità compresa tra -13 e -18 m, si ritrovano affioramenti di piroclastiti stratificate costituiti da tufi giallastri e scoriacei di colore grigio (Fig. 47). Gli strati, con uno spessore non superiore ai 3 - 4 m, immergono verso ovest con inclinazione di circa 20° . Anche se lo stato di alterazione dei campioni prelevati non permette un riconoscimento macroscopico e quindi un'attribuzione diretta all'unità di riferimento, le giaciture riscontrate e i caratteri stratigrafici suggeriscono una loro appartenenza alle successioni riferibili alle piroclastiti del Canale di Ischia Inferiore (CNF). Tali depositi affiorano all'interno dei sedimenti ghiaiosi e sabbiosi di piattaforma interna prossimale. Sempre in questo settore, poco più a nord, alla profondità di circa -20 m, si ritrovano depositi lavici che, dall'analisi in sezione sottile, sono riconducibili a lave afiriche a composizione trachitica; localmente si associano a questi affioramenti blocchi di piroclastiti di colore giallastro e verdastro con clasti di ossidiane. I depositi lavici affiorano, senza continuità, all'interno di aree di intramatte soggette a fenomeni di erosione localizzata, al di sotto di una sottile copertura di sabbie lito-bioclastiche. Poiché non trovano attualmente riscontro con quanto riconosciuto in aree limitrofe emerse, la loro attribuzione è ancora incerta, ma potrebbero essere riferibili a succes-

sioni riconducibili all'attività eruttiva del vulcano dei Ruommoli (**RMU**). Ciò potrebbe essere anche supportato dalle interpretazioni dei profili sismici passanti per questo settore (cfr. Note Illustrative Foglio 464 "Isola d'Ischia" in scala 1:25.000). Attualmente tali depositi vengono cartografati con una campitura che, sulla base delle immersioni puntuali, è stata possibile estendere arealmente.

2. - SUBSTRATO VULCANICO INDIFFERENZIATO (**svi**)

Le unità vulcaniche dell'area marina presenti nella fascia batimetrica al di sotto dei 30 m di profondità costituiscono raggruppamenti di corpi vulcanici litoidi, distinti come basamento acustico vulcanico indifferenziato (**svi**). Nell'area i depositi di **svi** costituiscono la porzione sommitale del cratere del vulcano dei Ruommoli.

3. - UNITÀ MARINE TARDO-QUATERNARIE

3.1. - AMBIENTE LITORALE

Nell'ambiente litorale vengono distinti differenti tipi di depositi che caratterizzano i settori di costa alta e di costa bassa. Quelli rappresentativi dei settori di costa alta sono i depositi di piede di falesia. Tali depositi costituiscono generalmente i termini di passaggio tra i sedimenti delle unità vulcaniche costituenti le falesie sommerse e i sedimenti sabbiosi e ghiaiosi di piattaforma interna prossimale, talora con l'interposizione di fasce sabbiose di spiaggia sommersa. In alcuni casi essi costituiscono residui corpi isolati (palinsesti) e non si ritrovano più raccordati con gli originari pendii alimentatori. Per i settori di costa bassa, i depositi di spiaggia sommersa sono rappresentati in misura maggiore dai sedimenti che caratterizzano la deposizione ancora in corso di formazione delle spiagge attuali. Essi costituiscono il naturale proseguimento nei settori sommersi dei depositi di spiaggia presenti lungo la fascia costiera emersa. Tali depositi si raccordano, verso il largo, con i sedimenti di piattaforma interna prossimale e talora si ritrovano in strette fasce interposte tra i depositi di piede di falesia e quelli di piattaforma prossimale. All'interno di questo ambiente si ritrovano anche depositi di spiaggia non più attivi.

3.1.1. - *Depositi di beach rock* (**br**)

Si ritrovano esclusivamente in due aree del foglio, al largo della Baia di Ciraccio (Procida), nel settore settentrionale, e nel Golfo di Genito (al largo del Promontorio di S. Margherita). Nella prima località affiorano de-

positi a composizione prevalentemente micro-conglomeratica, cementati, con granuli di piccola taglia ben arrotondati di natura vulcanica inglobati in una matrice sabbiosa generalmente scarsa, a cemento carbonatico. Nella matrice il contenuto fossilifero è rappresentato da bioclasti di echinidi, lamellibranchi e da abbondanti foraminiferi bentonici. Gli affioramenti sono limitati a bancate potenti circa 20-30 cm con inclinazione verso il largo di circa 2° - 3° , caratterizzati da laminazione piano-parallela. I depositi costituiscono affioramenti distribuiti parallelamente alla costa ad una profondità compresa tra -12 e -13 metri. Gli affioramenti si presentano isolati e spesso mascherati dalle sabbie attuali (Fig. 48); talora si presentano colonizzati da *Posidonia oceanica* su *matte*.

Analoghi affioramenti, con tessiture più fini, si ritrovano nel Golfo di

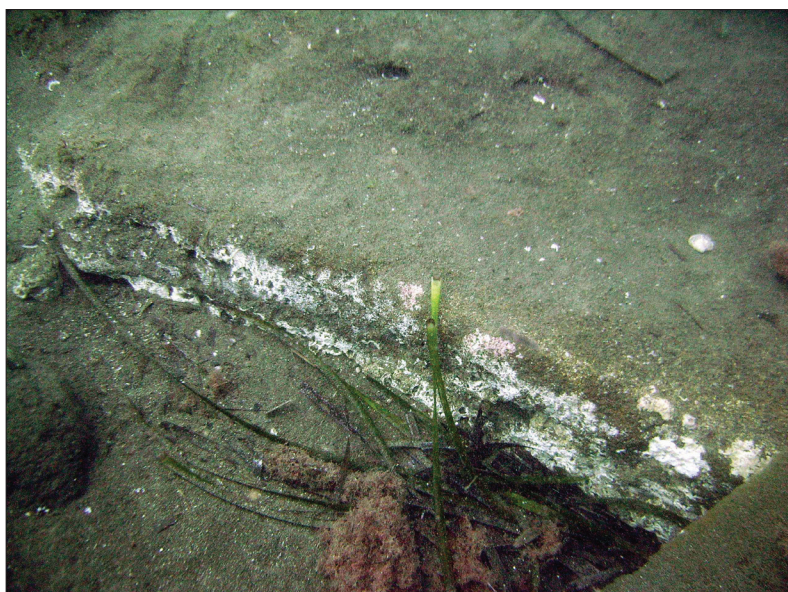


Fig. 48 - *Testata di strato della beach rock presente a largo di Ciraccio (Isola di Procida).*

Genito; qui risultano costituiti da arenarie medie e grosse di ambiente a bassa energia e si ritrovano a profondità di -6/-7 metri. Esse costituiscono una bancata di debole spessore che è, in buona parte, sepolta da prodotti di crollo non cartografabili; lateralmente l'affioramento è mascherato da sabbie medie e fini e da biocostruzioni a *Posidonia oceanica* (L.) Delile e a *Cymodocea nodosa* (Ucria) Asch (Fig. 49). Il contenuto fossilifero è modesto ed è limitato a pochi frammenti di echinodermi e rari frammenti di bentonici.

Nel complesso, tali depositi sono indicativi di un ambiente deposizionale microtidale (DE MURO & ORRÙ, 1999) ed in alcuni casi comprendono livelli supratidali (KELLETTAT, 2006).

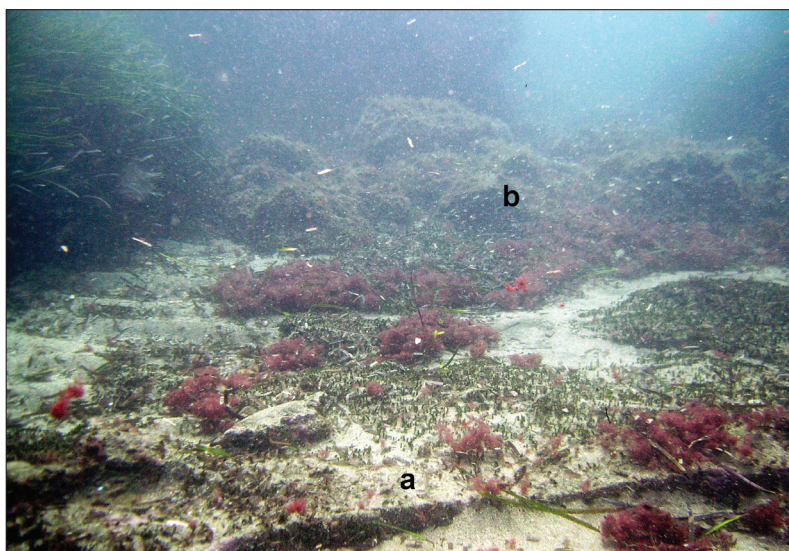


Fig. 49 - Fondali antistanti il promontorio di S. Margherita (Isola di Procida); a) testate di strato della beach rock parzialmente ricoperte da un drappaggio di sedimenti sabbiosi di spiaggia attuale; b) depositi da crollo che ricoprono, non completamente, le testate di strato di beach rock. I fondali sono caratterizzati dalla presenza di fanerogame a macchie.

L'analisi al microscopio ha permesso di evidenziare le diverse fasi di cementazione dei depositi (Fig. 50). Per quelli in località Ciraccio, il cemento carbonatico presenta tre generazioni di precipitazione: una prima precipitazione incrostante, a debole spessore, in facies aciculare a calcite magnesiaca in ambiente intertidale per l'interazione della falda marino-freatica con la falda vadoso-freatica. Un successivo riempimento micritico a struttura globulare, con tracce di attività biogenica in ambiente di spiaggia sommersa, ed infine una fase di dissoluzione parziale, che interessa buona parte dei resti organogeni, cui succede l'accrescimento cristallino di calcite idiomorfa e un ulteriore riempimento in calcite micritica e piccoli frammenti clastici.

Il modello diagenetico per i depositi affioranti nel Golfo di Genito presenta strette analogie con la *beach-rock* di Ciraccio; unica differenza è la maggiore evidenza dei processi di dissoluzione tarso-genetica cui è seguito l'accrescimento di calcite in *habitus* scalenoedrico; la minore percentuale di matrice micritico-globulare è in questo caso indicativa di un ambiente diagenetico orientato alla fascia intertidale. La successione delle facies di precipitazione dei cementi suggerisce un modello evolutivo legato a diverse pulsazioni, positive e negative, che hanno interessato questi depositi litorali prima della definitiva sommersione.

La successione degli eventi diagenetici documenta l'avvenuta cementazione nel corso di pulsazioni all'interno dell'ultima risalita del livello marino, confermando l'attribuzione di questi litotipi alle facies di *beach-*

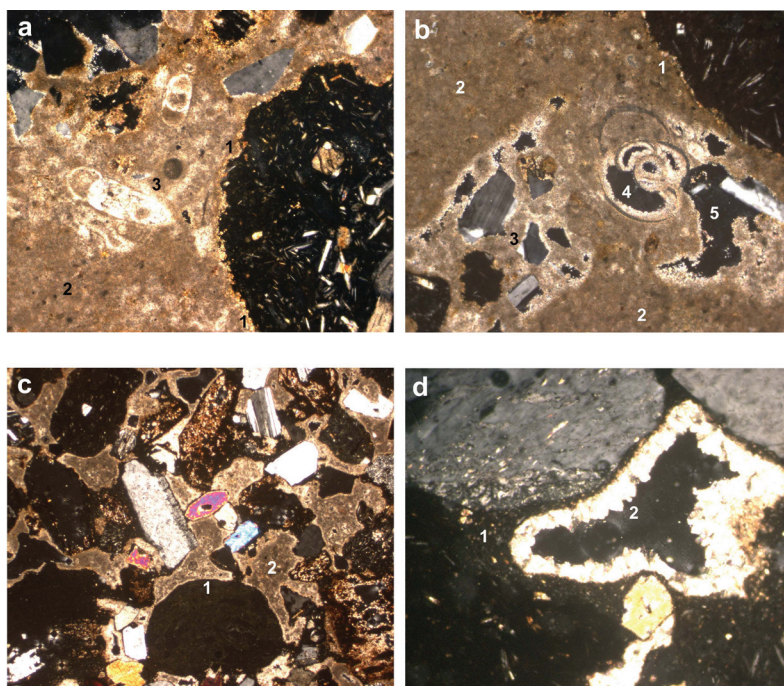


Fig. 50 - *Microscopia delle beach rock.* a) Beach rock di Ciraccio, -12 metri; 1) sottile concrezione calcitico-magnesiaca aciculare; 2) cemento micritico a struttura globulare (pelletifera) biogenica (a probabile controllo cyanobatterico); 3) foraminifero bentonico con ricristallizzazione. N.I. x20; b) Beach rock di Ciraccio, -12 metri - Particolare; 1) rivestimento a calcite magnesiaca aciculare; 2) riempimento globulare micritico idem come sopra; 3) cavità di dissoluzione con riempimento secondario clastico-micritico; 4) accrescimento di calcite idiomorfa nella cavità interna di un foraminifero bentonico; 5) cavità di dissoluzione solo parzialmente riempita da calcite idiomorfa. N.I. x 40; c) Beach rock di Vivara, -6 metri; 1) rivestimento calcitico-magnesiaco di clasti eterometrici sub-angolari; 2) scarsa matrice micritica di precipitazione biogenica; d) Beach rock di Vivara, -6 metri - Particolare; 1) riempimento micritico a struttura globulare biogenica; 2) cavità di dissoluzione con rivestimento a calcite in habitus scalenoedrico.

rock in s.s. (DE MURO & ORRÙ, 1999; KELLETAT, 2006), con una sensibile dominante dell'ambiente subtidale ad elevata energia per quella presente a Ciraccio e un ambiente diagenetico interdittale per quella nel Golfo di Genito.

Il significato di questi depositi come indicatori di linea di riva durante la risalita del mare olocenico risulta di notevole importanza; tenendo conto delle numerose testimonianze in quest'area di antichi stazionamenti del l.d.m. con evidenze di tipo erosionale (piattaforme di abrasione in roccia, solchi di battaglia ecc. cfr. Cap.X, par.1.3.) è possibile correlare quella presente a Ciraccio a un paleo livello di poco superiore alla quota di affioramento (-12/-11 metri, con tolleranza +1/- 4 m), livello che, tenendo presente i trend di abbassamento tettonico, i dati archeo-indicatori dell'area

(PUTIGNANO *et alii*, 2009; PUTIGNANO & SCHIATTARELLA, 2010) e le curve di riferimento per il Tirreno centro-meridionale (LAMBECK *et alii*, 2004a), è riferibile all'età del Bronzo medio (4.5-3.8 ka B.P.).

Per i depositi presenti nel Golfo di Genito il paleo-livello di riferimento può essere indicato ad una profondità compresa tra -5 e -8 metri, correlabile con l'epoca romana (2.2-1.9 ka B.P.) (LAMBECK *et alii*, 2004b; PUTIGNANO *et alii*, 2009; PUTIGNANO & SCHIATTARELLA, 2010).

OLOCENE SUPERIORE

3.1.2. - *Depositi di spiaggia sommersa*

I depositi di spiaggia sommersa sono caratterizzati da differenti associazioni litologiche, con tessiture da ghiaiose a sabbiose medio-fini, i cui granuli di natura vulcanica sono sempre ben classati e arrotondati. Le notevoli variazioni granulometriche osservabili nei sedimenti sono da mettere in relazione con i regimi idrodinamici e con il moto ondoso. La distribuzione dei sedimenti di spiaggia è strettamente connessa alle caratteristiche morfologiche della costa: si ritrovano spiagge più estese esclusivamente nel settore occidentale, in località Ciraccio (Isola di Procida). I depositi di spiaggia sommersa costituiscono generalmente spiagge di tipo *pocket beach*.

Si associano a questi sedimenti strutture sedimentarie di tipo *ripples* simmetrici di ampiezza da centimetrica a decimetrica. Tali depositi, spesso delimitati verso il largo da estese praterie a *Posidonia oceanica*, sono in contatto con sedimenti di spiagge antiche (*beach rock*) e/o depositi di piede di falesia non più in raccordo con i pendii alimentatori (**fgs**). Nel complesso passano, verso il largo, a sedimenti di piattaforma.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE

3.1.2.1. - *Ghiaie e sabbie lito-bioclastiche (sgs)*

Associazioni ghiaiose, ghiaioso sabbiose e sabbiose grossolane con ciottoli formati da tufi e subordinatamente da lave e da frammenti piroclastici costituiti da pomici e scorie in scarsa matrice sabbiosa medio-fine, talora assente, si ritrovano esclusivamente all'interno della spiaggia sommersa in località Pozzo Vecchio (Isola di Procida) (Fig. 51). Tali depositi sono delimitati verso mare da una fascia di depositi ghiaiosi e ciottolosi (**fgs**) di piede di falesia non più attiva.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE



Fig. 51 - Fondali antistanti la baia di Pozzo Vecchio. Depositi di ghiaie e sabbie (sgs) che si raccordano con la falesia sommersa intagliata nei depositi vulcanici di PVH.

3.1.2.2. - Sabbie e ghiaie lito-bioclastiche (ssg)

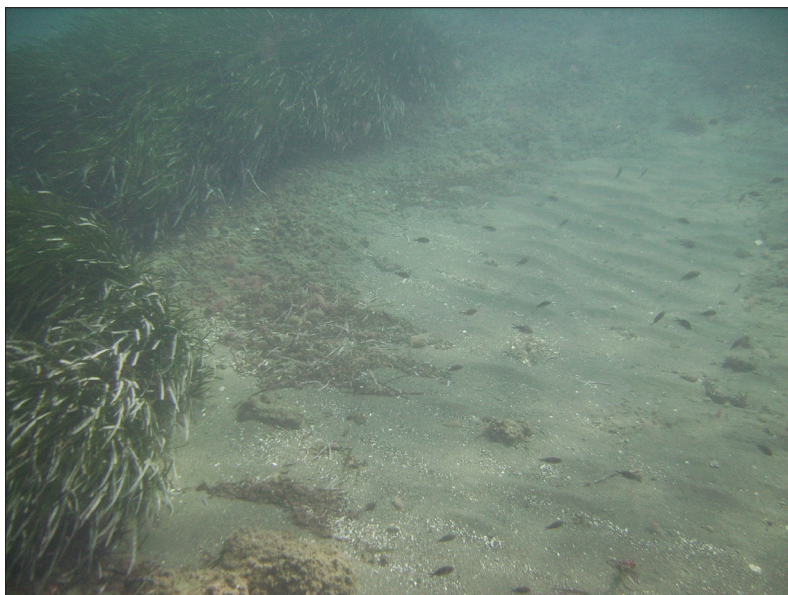


Fig. 52 - Fondali sabbiosi ad est del Porto. Associazioni di sabbie e ghiaie con sparsi ciottoli (ssg).

Le litofacies più frequenti sono costituite da sabbie da grosse a medie, talora ghiaiose con sparsi ciottoli e blocchi tufacei e subordinatamente lavici in matrice pelitica scarsa o assente; si ritrovano, nell'Isola di Procida, ad ovest e ad est del porto (Fig. 52) e nella parte prossimale della spiaggia di Ciraccio. In quest'area la distribuzione verso il largo di questi sedimenti evidenzia la presenza di litofacies più sottili, costituite da sabbie da medie a fini che, in relazione alle correnti costiere, raggiungono anche il tratto prospiciente il Promontorio di S. Margherita.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE

3.1.2.3. - Sabbie lito-bioclastiche (sss)

Tali depositi sono costituiti da sabbie da medie a fini lito-bioclastiche con frammenti piroclastici con una matrice pelitica scarsa che può risultare più abbondante laddove prevale la decantazione delle particelle fini. Tale associazione di facies costituisce la porzione più distale dei depositi di spiaggia sabbiosi e ghiaiosi (**ssg**) della spiaggia di Ciraccio (Fig. 53)e, in relazione alle correnti, si ritrova anche nell'istmo che collega l'Isola di Procida a Vivara e lambisce anche parte del Promontorio di S. Margherita (Fig. 54). Associazioni litologiche riferibili a **sss** si ritrovano nella *pocket beach* in località Corricella (Isola di Procida). Localmente la componente bioclastica si accumula in percentuale maggiore rispetto a quella litoclastica. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*



Fig. 53 - Fondali sabbiosi (sss) a largo della spiaggia di Ciraccio.



Fig. 54 - Fondali nel Golfo di Genito (Isola di Vivara). Campi di ripples simmetrici a diversa orientazione nei depositi sabbiosi (sss).

3.1.3. - Depositi di piede di falesia

3.1.3.1. - Depositi di frana da crollo (fbc)

I depositi di frana da crollo sono costituiti da blocchi eterometrici a spigoli vivi a composizione tufacea, di dimensioni variabili da metriche a decimetriche. Essi si ritrovano al piede delle falesie sommerse attive a costituire spesso falde detritiche che si estendono lateralmente con notevole continuità. A ridosso delle falesie sommerse si rilevano grossi blocchi sub-angolari legati a processi di scalzamento alla base che hanno portato a movimenti di crollo e crollo-ribaltamento; verso il largo le dimensioni dei blocchi di frana diminuiscono fino a pezzature decimetriche. La fascia esterna delle falde detritiche è anche sede di blocchi isolati di notevoli dimensioni messi in posto da movimenti di crollo-rotolamento. Questi depositi hanno spessori variabili, generalmente inferiori alla decina di metri e si rastremano rapidamente verso il largo. Cospicui sono gli accumuli detritici che si ritrovano lungo le falesie sommerse del Promontorio di S. Margherita (Procida) (Fig. 55) e di Punta Solchiario (Fig. 56).

Il meccanismo di messa in posto di questi depositi è riconducibile a fenomeni franosi di tipo gravitativo, strettamente connessi all'azione erosiva del mare al piede delle falesie emerse, agevolati inoltre dai litotipi che caratterizzano le falesie e che risultano interessati da una intensa fratturazione. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

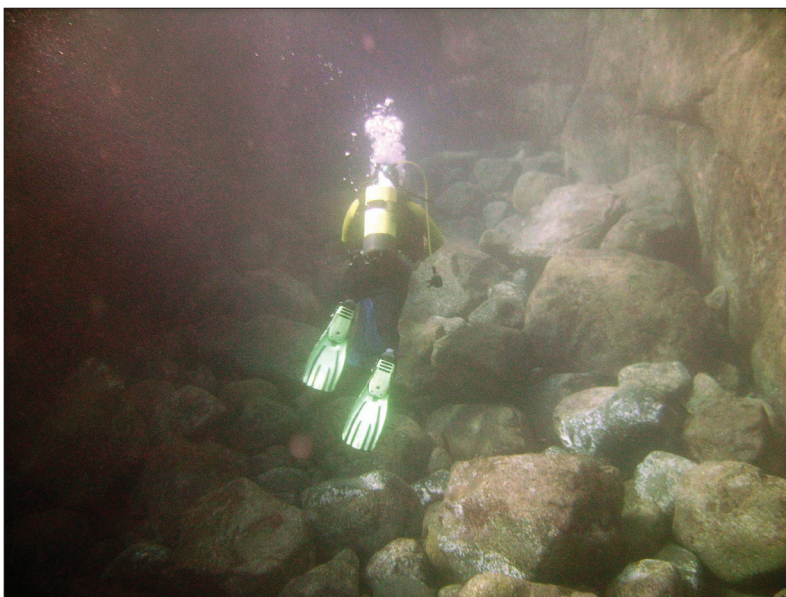


Fig. 55 - Fondali antistanti il promontorio di S. Margherita (Isola di Procida); depositi di frana da crollo (**fb**) di piede di falesia.



Fig. 56 - Fondali antistanti il promontorio di Punta Solchiaro (Isola di Procida); depositi di frana da crollo (**fb**) di piede di falesia.

3.1.3.2. – Depositi di frane da crollo rielaborati (**fgs**)

Sono costituiti da ghiaie eterometriche, scarsamente classate, con clasti di natura vulcanica, da poco elaborati a spigolosi, di dimensioni variabili da centimetriche fino a qualche metro. Tali associazioni costituiscono i termini di passaggio laterale e verso il largo dei depositi più grossolani (**fbc**) (Fig. 57). I depositi ghiaiosi si possono trovare in strette fasce allungate



Fig. 57 - Fondali antistanti il promontorio di Punta Solchiaro (Isola di Procida); depositi di frana da crollo rielaborati (**fgs**), termini di passaggio laterale ai depositi di frana da crollo.

alla base delle falde di detrito (Fig. 58), in piccoli affioramenti, talora alla base di grotte sommerse (Fig. 59) e/o costituiscono una sottile copertura di sedimenti al di sopra di terrazzi di abrasione marina che interrompono le falesie sommerse (Fig. 60). In questi depositi ghiaiosi si ritrovano a volte ciottoli decimetrici ben smussati. Talora costituiscono anche corpi isolati non più collegati alla falesia sommersa, come è osservabile a Procida, in alcune aree ad est del porto, al largo di Ciraccio, nell'insenatura presente in località Pozzo Vecchio.

Tali depositi potrebbero essere indicativi di fenomeni di erosione delle falde detritiche; qualora si ritrovino a diverse profondità, lungo le falesie o ai piedi di grotte sommerse, la presenza di ciottoli arrotondati evidenzia fenomeni di rielaborazioni legati al moto ondoso e pertanto indicativi di stazionamenti antichi del livello del mare. La loro localizzazione, spesso non più raccordata con il pendio alimentatore, suggerisce depositi di piede di falesia non più attivi. *OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE*

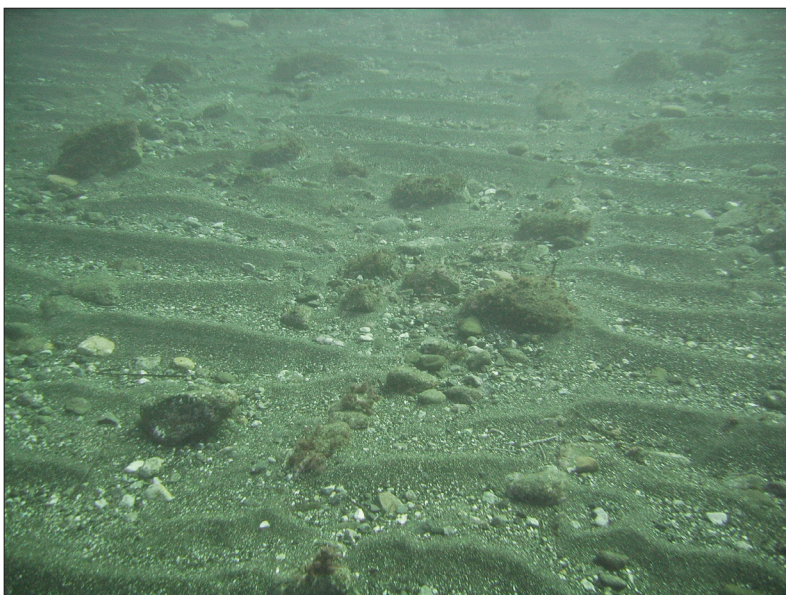


Fig. 58 - Fondali antistati Punta d'Alaca (Isola di Vivara); depositi di frana da crollo rielaborati (**fgs**) che si ritrovano in strette fasce allungate alla base delle falde di detrito.



Fig. 59 - Fondali a nord di Punta Mezzogiorno. Deposit di frana da crollo rielaborati (**fgs**) alla base di una grotta sommersa (a quota circa -9 m).



Fig. 60 - Fondali antistanti il promontorio di S. Margherita (Isola di Procida); depositi di frana da crollo rielaborati che costituiscono sottili coperture al di sopra di terrazzi d'abrasione di origine marina (a quota circa -5.5 m).

3.2. - AMBIENTE DI PIATTAFORMA CONTINENTALE

La piattaforma è l'area, prevalentemente deposizionale, ubicata tra i depositi litorali ed il ciglio della piattaforma continentale (non presente in carta), che risulta localizzato a profondità variabile tra -130 e -170 m. In particolare, nel Golfo di Napoli, questo elemento si ritrova in corrispondenza delle testate in arretramento dei *canyon* Dohrn e Magnaghi. All'interno di questo ambiente si ritrovano differenti associazioni di litofacies in relazione ai regimi idrodinamici e agli apporti sedimentari. Sono presenti, a luoghi, bande sabbiose allungate secondo le linee di maggiore pendenza dei fondali. Tali depositi individuano la sedimentazione ancora in formazione in questo ambiente. Estesi campi di *ripples* e *megaripples* simmetrici e asimmetrici, sono particolarmente diffusi nella fascia batimetrica tra i 20 ed i 50 m di profondità. Vengono suddivisi in depositi di piattaforma e depositi bioclastici di seguito descritti.

3.2.1. - Depositi di piattaforma continentale

I depositi di piattaforma sono prevalentemente lito-bioclastici e caratterizzati da differenti associazioni litologiche, con tessiture da ghiaiose a sabbiose fino a pelitiche, con granuli, di origine vulcanica, costituiti da

pomici intere o in frammenti, da subarrotondate a spigolose, frammenti di tufi e scorie a spigoli vivi e/o smussati e rari minerali. I bioclasti sono costituiti da frammenti di gusci di molluschi e di echinodermi e da foraminiferi bentonici. I campioni dei sedimenti sciolti prelevati durante il rilevamento subacqueo (Fig. 2) hanno permesso di dettagliare la porzione prossimale della piattaforma interna (fino alla profondità di -30 m) caratterizzata da una maggiore variabilità di associazioni litologiche in funzione del regime idrodinamico. Nelle aree più distali i depositi di piattaforma esterna sono costituiti prevalentemente da peliti con frazioni variabili di sabbie medio-fini con vulcanoclasti e bioclasti. Subordinatamente sono presenti rizomi di fanerogame marine. Nei settori settentrionale e sud-orientale della piattaforma esterna sono riconoscibili lineazioni legate all'azione di correnti di fondo, con andamento sub-parallelo alle isobate.

Vengono di seguito descritte le differenti associazioni di litofacies osservate nella piattaforma continentale.

3.2.1.1. - Sabbie e ghiaie lito-bioclastiche (**pgs**)

La litofacies prevalente risulta costituita da ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie grossolane lito-bioclastiche (**pgs**) con granuli vulcanoclastitici, da poco a scarsamente classate con matrice scarsa o assente. Nelle aree più prossimali, nella fascia compresa tra circa -10 e -20 m, laddove prevale l'apporto di sedimenti terrigeni ad opera delle correnti, questi depositi sono prevalentemente litoclastici ma la percentuale dei bioclasti risulta localmente abbondante, in particolar modo in presenza delle praterie a *Po-*

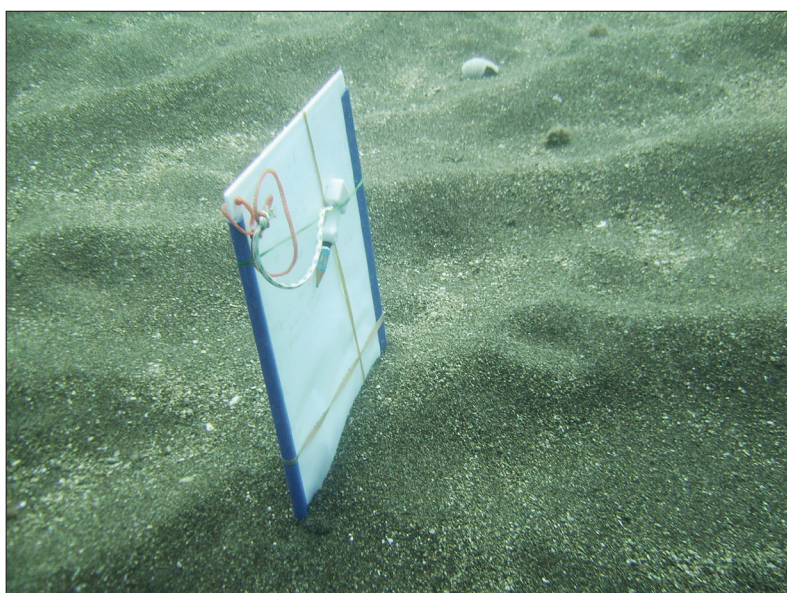


Fig. 61 - Fondali del Canale di Procida. Sabbie e ghiaie di piattaforma (**pgs**).

sidonia oceanica e negli spazi liberi delle praterie stesse. Tali associazioni caratterizzano ampie aree della piattaforma che circonda l'Isola di Procida e si ritrovano nel Canale di Procida (Fig. 61). Si rilevano talora discontinuità deposizionali dovute all'affioramento di substrati rocciosi come è ben visibile nell'area di Pozzo Vecchio e nella baia della Corricella. Il passaggio tra questi sedimenti alle contigue litofacies è netto. Talora passano lateralmente a sedimenti caratterizzati da granulometrie simili ma da facies prevalentemente bioclastiche (**pgs_b**).

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE

3.2.1.2. - Sabbie da medio a fini lito-bioclastiche (**pss**)

Sabbie da medie a fini lito-bioclastiche con una componente limosa molto variabile ma generalmente scarsa; i costituenti principali sono rappresentati da frammenti piroclastici (pomici e lapilli) e bioclasti talora abbondanti in scarsa matrice limosa cineritica. Si ritrovano localizzati ciottoli eterometrici da centimetrici a pluricentimetrici. Tali depositi individuano ampie aree della restante parte della piattaforma interna caratterizzata da sedimentazione a bassa energia in fondali poco acclivi. Si rilevano talora discontinuità deposizionali dovute all'affioramento di substrati rocciosi. Il passaggio tra questi sedimenti alle contigue litofacies è netto. Tali associazioni di facies sono localizzate nel Canale di Ischia in prossimità del limite inferiore della prateria a *Posidonia Oceanica*.

OLOCENE SUPERIORE - ATTUALE

3.2.1.3. - Sabbie da medio a fini lito-bioclastiche pelitiche (**psp**)

Sabbie fini e medie lito-bioclastiche. I costituenti principali sono rappresentati da frammenti piroclastici (pomici e lapilli) e bioclasti talora abbondanti, con scarsa matrice limosa, cineritica. Tali depositi individuano ampie aree della restante parte della piattaforma interna caratterizzate da sedimentazione a bassa energia in fondali poco acclivi. Si rilevano talora discontinuità deposizionali dovute all'affioramento di substrati rocciosi come visibile nelle aree poste oltre i 30 m di profondità, in prossimità del vulcano dei Ruommoli. Il passaggio da questi sedimenti alle contigue litofacies è netto. Tali associazioni di facies caratterizzano le porzioni oltre i 25 m di profondità della piattaforma continentale che circonda le isole di Procida e Vivara e sono localizzate nel Canale di Procida in prossimità del limite inferiore della prateria a *Posidonia Oceanica*.

OLOCENE SUPERIORE

3.2.1.4. - Peliti sabbiose e limose (pps)

Peliti sabbiose e limose di natura piroclastica prevalentemente cineriti, si ritrovano nella parte più distale della piattaforma interna e caratterizzano le aree deposizionali della piattaforma esterna; tali depositi costituiscono i termini di passaggio verso il largo e talora lateralmente alle litofacies precedentemente descritte e si ritrovano in fondali a debole pendenza che caratterizzano aree legate a processi per decantazione; la frazione sabbiosa è costituita da frammenti piroclastici e da bioclasti. *OLOCENE SUPE-RIORE*

3.2.2. Depositi bioclastici

3.2.2.1. - Ghiaie e sabbie bioclastiche (psg_b)

Nelle aree al di sopra dei 30 m di profondità, si ritrovano estese zone caratterizzate da depositi bioclastici, che passano lateralmente ai depositi litoclastici ghiaiosi. I depositi bioclastici sono costituiti da ghiaie eterometriche, sabbie ghiaiose e sabbie prevalentemente bioclastiche in scarsa o spesso assente matrice pelitica. Tali depositi costituiscono la tipica associazione della biocenosi di detritico costiero, in “facies di maerl” (*sensu* PERES & PICARD, 1964). Si individua essenzialmente in quest’area una facies prevalente caratterizzata da detritico bioclastico “sciacquato” in cui abbondano frammenti di gasteropodi, echinodermi, briozoi, serpulidi e fo-

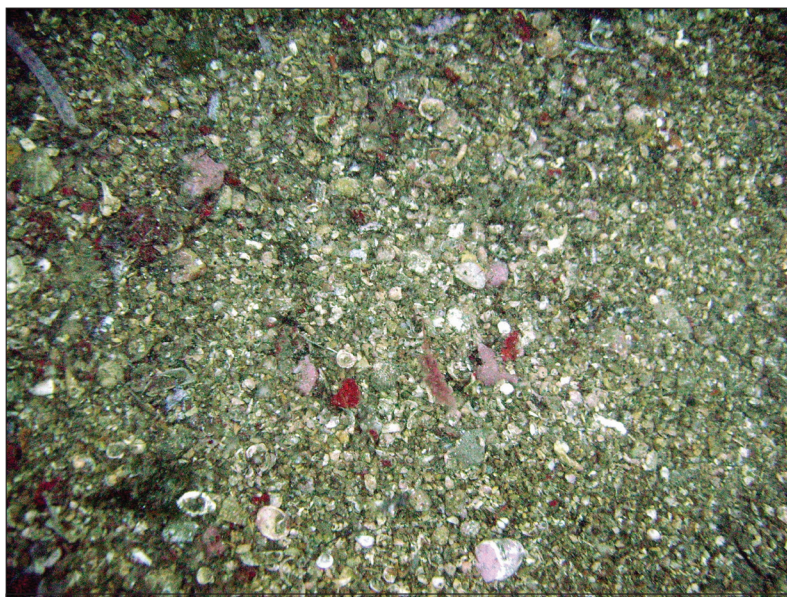


Fig. 62 - Fondali antistanti la Baia della Corricella. Depositi bioclastici (psg_b).

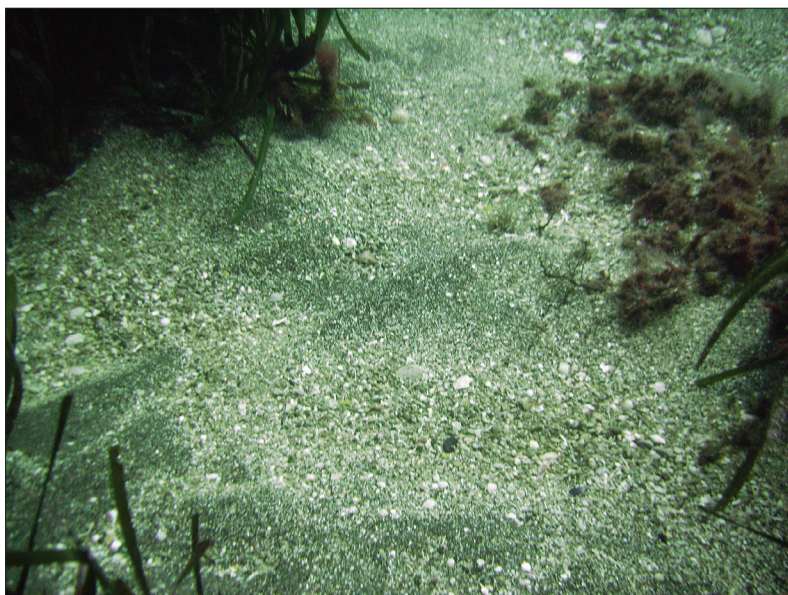


Fig. 63 - Fondali antistanti Punta d'Alaca (Isola di Vivara). Sabbie e ghiaie di piattaforma; questi depositi talora, in presenza delle praterie a *Posidonia oceanica* e negli spazi liberi delle praterie stesse, presentano una percentuale di bioclasti localmente abbondante (psg_b). Questi depositi bioclastici spesso non sono

raminiferi bentonici. Nella frazione più grossolana si riconoscono spesso coralli (*Cladocora coespitosa* L.) presenti abbondantemente nei dintorni della secca delle Formiche dove sono abbondanti anche i gasteropodi e i briozoi. Localmente si ritrovano valve di lamellibranchi talora profondamente perforate e incrostate e frammenti di briozoi e di lamellibranchi rivestiti da lamine di alghe rosse incrostanti che a volte costituiscono piccole rodoliti (Fig. 62). Tali sedimenti sono spesso localizzati nell'intorno delle praterie a *Posidonia oceanica* e nelle intramatte delle praterie stesse (Fig. 63). In questo caso la loro distribuzione è articolata e non sempre facile da cartografare alla scala analizzata in quanto la presenza di tali sedimenti è spesso discontinua e puntuale. Quando si concentrano nelle aree riparate, in prossimità dei substrati rocciosi, delimitano zone che possono essere cartografate (Baia della Corricella e al largo di Punta dei Monaci a Procida). Tali depositi caratterizzano la fascia batimetrica tra -5 e -30 m.

OLOCENE SUPERIORE – ATTUALE?

4.- PRATERIE A FANEROGAME MARINE

I fondali marini pericostieri sono colonizzati in modo cospicuo da fanerogame marine, soprattutto dalla specie endemica del Mediterraneo, *Posidonia oceanica* (L.) Delile e, in misura minore, da prati formati da altre

due specie di piante quali la *Cymodocea nodosa* (Ucria) Asch e la *Nanozostera noltii* (Horneman). La loro diffusione è regolata dalla morfologia, dal tipo di substrato e dalla profondità; lo sviluppo si ha, mediamente, nella fascia batimetrica tra -5 e -35 m se pur la profondità del limite inferiore e superiore risulta molto variabile da zona a zona. Lungo la fascia costiera le praterie formano una banda continua che segue il litorale del settore occidentale dell'Isola di Procida, il Golfo di Genito e il Canale di Procida con qualche eccezione al suo interno. Nelle aree rimanenti si presentano con una struttura a macchia e spesso risultano non cartografabili. Dai rilievi subacquei e dalle indagini geofisiche è stato possibile evidenziare le condizioni di stabilità delle praterie, in particolare di quella a *Posidonia oceanica*. Le praterie favoriscono l'accumulo dei sedimenti bioclastici ed i loro apparati radicali si sviluppano verticalmente sotto forma di "matte". La tipologia a matte di modesto spessore risulta essere molto diffusa lungo tutto il tratto di costa mentre quella a mosaico è frequente nelle aree dove il substrato è in affioramento. Entrambe accolgono inoltre un ecosistema molto diversificato e costituiscono delle zone essenziali di nidificazione e di frequentazione per la fauna acquatica.

La mappatura riportata nel Foglio si è basata sui dati presenti in letteratura (Carte delle Fanerogame marine pubblicate dalla Regione Campania nel Piano di Tutela della Acque), aggiornati al 2005 e sui dati bibliografici ricavati da recenti lavori effettuati dalla Stazione Zoologica "Anton Dohrn" (GAMBI & TERLIZZI, 1998; BUIA *et alii*, 2001, 2003; GAMBI & BUIA, 2003; GAMBI *et alii*, 2003) per l'Isola di Procida. Inoltre, dai rilievi subacquei diretti e dall'analisi dei sonogrammi *Sidescan sonar*, è stato possibile evidenziare particolari situazioni di dettaglio. La mappatura delle fanerogame marine è stata sintetizzata riportando in un unico areale sia le zone a prateria sia quelle a macchia.

X - GEOMORFOLOGIA DELL'AREA MARINA

1. - GENERALITA'

Le isole di Procida e Vivara unitamente a quella di Ischia (isole flegree) delimitano a ovest il Golfo di Napoli. Queste rappresentano alti morfologici di origine vulcanica che si elevano dalla piattaforma continentale, a costituire la porzione insulare dei Campi Flegrei (Fig. 1).

Nel Golfo di Napoli sono presenti settori di piattaforma continentale e di scarpata, caratterizzati da una morfologia articolata per la presenza di relitti di edifici vulcanici sommersi, oltre agli elementi legati alle principali vie di trasporto dei sedimenti verso la scarpata continentale (*canyon* Dohrn e Magnaghi). Non mancano strutture della deformazione fragile recente, talvolta responsabili della dislocazione degli elementi sopra menzionati.

La porzione continentale dei Campi Flegrei è delimitata a mare dai promontori del Monte di Procida e da quello di Posillipo tra i quali è presente l'insenatura del Golfo di Pozzuoli.

Le isole flegree sono interposte tra settori di piattaforma continentale tipologicamente differenti, separando quello antistante il litorale del basso Lazio - Campania settentrionale, caratterizzato da processi deposizionali in atto, da quello a meridione dell'area napoletana, dominato dall'interazione accumulo-erosione (Fig. 1).

1.1. - I FONDALI PERICOSTIERI (DA 0 A -30 M)

Le aree di fondale marino antistanti la costa al di sopra dei 30 m di profondità possono essere considerate la naturale prosecuzione geologica e geomorfologica della fascia costiera emersa. Con tali settori presentano infatti analogie morfologiche e strutturali, oltre che affinità di carattere litologico. La sommersione di parti significative di coste italiane ha avuto corso in epoche relativamente recenti, durante il Post-Glaciale; inoltre, a luoghi, nell'area campana vi sono state ripetute fasi di esposizione subaerea legate a motivi tettonici e vulcanici.

Un primo controllo sulla fisiografia, strutturazione ed evoluzione dei fondali è dato dalla tipologia costiera: risulta pertanto evidente che una ricostruzione morfologica e morfostrutturale di tali settori parta dalle caratteristiche riscontrate nei settori di costa emersa. Vengono di seguito descritte le peculiarità della fascia costiera dei settori insulari ed i principali elementi morfostrutturali e morfostratigrafici.

1.2. - LA FASCIA COSTIERA

L'Isola Procida e il Promontorio di S. Margherita sono caratterizzati prevalentemente da coste alte; esse costituiscono falesie emerse, prevalentemente attive, che proseguono nella porzione sommersa costituendone la naturale continuità. In particolare l'Isola di Procida è caratterizzata da scarpate ripide sub-verticali osservabili lungo tratti di costa che, nel lato nord-orientale, sono il tratto tra Punta della Lingua e Punta dei Monaci, nel lato sud-orientale, il Promontorio di Punta Pizzaco e a sud il Promontorio di Santa Margherita. Nel lato nord-occidentale tale situazione si riscontra nel tratto compreso tra Capo Bove e Punta Serra ed in brevi tratti della costa settentrionale, ad est di Punta Pioppeto. Tratti di costa alta, con pendenze meno acclivi, comprese tra circa 30° e 40° e che individuano spesso versanti di strato, caratterizzano le coste della baia di Solchiaro posta a sud-est, tra l'omonimo promontorio e Punta Pizzaco e la porzione settentrionale di costa che circonda Punta Pioppeto.

Per tutti questi tratti di costa emersa la porzione sommersa delle falesie presenta analoghe caratteristiche di pendenza. Nel settore settentrionale, compreso tra Punta Serra e Punta dei Monaci, il piede della falesia sommersa è ad una profondità variabile tra -9 e -15 m; solo nella porzione sommersa della falesia del Promontorio di Punta Serra si raggiunge una profondità di circa -18 m. Nella porzione meridionale, compresa tra Punta Pizzaco e il Promontorio di Santa Margherita, le falesie sommerse raggiungono profondità anche elevate, superiori a -30 m. Ciò è osservabile nella parte più esterna del Promontorio di Punta Pizzaco e Punta Solchiaro, che raggiungono profondità di circa -90 m. All'interno della baia di Solchiaro la falesia sommersa è molto articolata e risulta spesso coperta da depositi detritici; il piede raggiunge profondità variabili tra -18 e -25 m. Nella ri-

manente parte meridionale dal versante del Promontorio di Solchiaro fino al Promontorio di Santa Margherita, il piede della falesia si attesta ad una profondità compresa tra -15 e -10 m.

I rimanenti tratti della costa sono occupati da strette fasce litoranee sabbiose, poco estese sia arealmente che in profondità, alle cui spalle si ritrovano talora falesie non più attive; esse sono individuabili nella baia di Chiaia, dove la falesia presenta una forma leggermente arcuata, separata al suo interno da un relativo alto strutturale sommerso che la suddivide in due calette; nel tratto di costa rettilineo compreso tra Ciraccio e Ciracciello, nell'area settentrionale ad est del porto marittimo e nell'area all'interno della cala a forma semicircolare che circonda il Promontorio di Punta Serra e Punta Ottimo.

Nei tratti di costa relativamente bassi, il fondale scende dolcemente verso le profondità maggiori con pendenze che risultano inferiori ad 1°.

Tre aree costiere dell'isola sono occupate da infrastrutture marittime: la più estesa si trova nel lato settentrionale e costituisce il porto principale di Procida mentre all'interno della baia di Chiaia (località la Corricella) e a sud, nell'insenatura della Chiaiolella, si ritrovano aree utilizzate per attività di pesca e diporto. A parte la cala della Corricella, le rimanenti due aree portuali non sono state oggetto di rilievi subacquei.

L'Isola di Vivara è contraddistinta da coste alte direttamente esposte all'erosione del mare. I versanti emersi interni ed esterni del cratere sono molto acclivi con pendenze anche superiori ai 40°. Generalmente questi versanti assumono un profilo quasi di equilibrio ed in gran parte sono versanti di strato; la porzione inferiore di questi individua le falesie ancora attive, con pendenze superiori a 40°, le cui altezze sono comprese tra una decina di metri fino a circa 40 m. Il piede delle falesie sommerse a Vivara è posto ad una profondità variabile: generalmente si attesta intorno a -9/-10 m nei settori meridionali ed a -10/-12 m nei settori occidentali. Solo nell'area di Punta Mezzogiorno il piede della falesia sommersa raggiunge la profondità massima di -21 m. Nel Golfo di Genito e a nord di Punta Capitello il piede della falesia sommersa è sepolto da depositi detritici e sabbiosi; la parte esposta è alla profondità variabile compresa tra -2.5 e -5 m. L'interno del cratere (Golfo di Genito) è caratterizzato da una morfologia con debole pendenza che degrada dolcemente fino alla profondità di -20 m al largo di Punta Mezzogiorno.

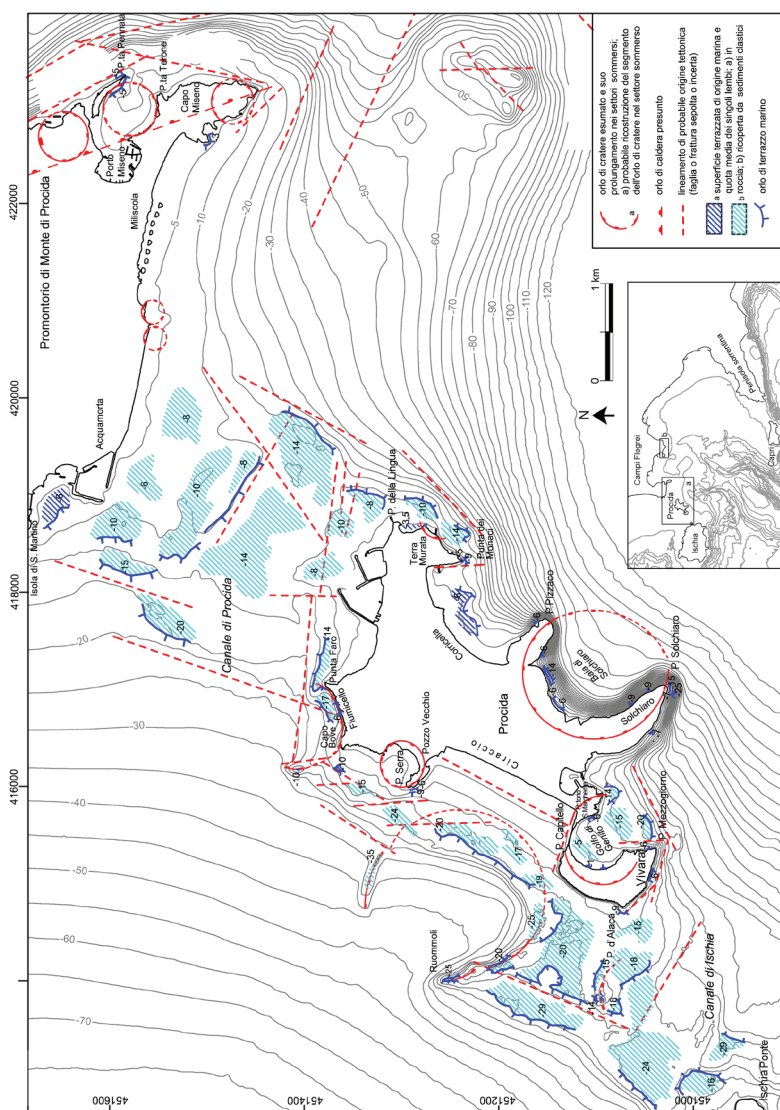
1.3. - CARATTERISTICHE MORFOLOGICO - STRUTTURALI

1.3.1. - *L'Isola di Procida*

Le numerose insenature semicircolari che orlano l'Isola di Procida le conferiscono una morfologia costiera piuttosto articolata. Tali baie coincidono con i relitti degli edifici vulcanici, le cui forme proseguono, in alcuni

casi, sotto il livello del mare, parzialmente o totalmente erose dal moto ondoso. La loro assenza in ambiente sottomarino è imputabile anche a motivi strutturali, come nel caso di Vivara o di Terra Murata, dove le faglie con diversi andamenti hanno disarticolato i crateri, o all'*infill* sedimentario delle morfostrutture negative, come nel caso di Solchiario. Ben conservati anche sotto il livello del mare risultano i crateri di Pozzo Vecchio, perfettamente preservato nel settore nord-ovest a ridosso della costa, e di

Tavola I - *Carta morfostrutturale dei fondali pericostieri delle isole di Vivara e di Procida e dei fondali presenti nei Canali di Ischia e di Procida da PUTIGNANO & SCHIATTARELLA, (2010).*



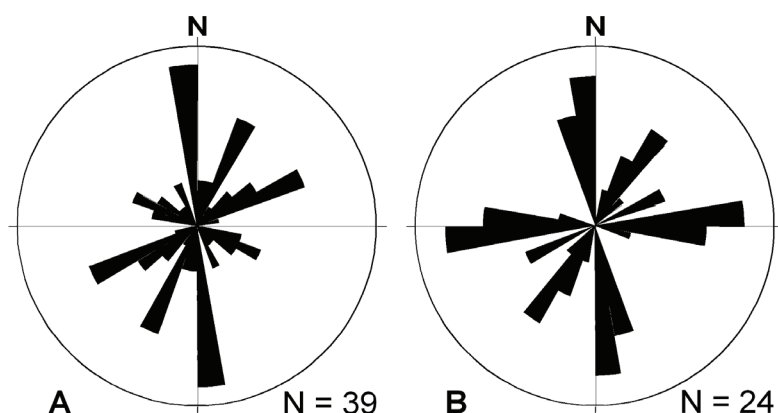


Fig. 64 - Rose diagrams relativi alle famiglie di discontinuità tettoniche dei fondali rilevati: a) faglie e fratture alla scala cartografica; b) diaclasi misurate alla scala dell'affioramento.

Fiumicello, osservabile più al largo, a nord di Capo Bove, nel settore settentrionale dell'isola.

Al largo del tratto costiero della spiaggia della Chiaiolella, a partire dalle profondità di -40 m fino alla profondità di -20 m, si rileva la presenza di ripide scarpate ad andamento semicircolare, riconducibili alla struttura del vulcano dei Ruommoli, il cui orlo, attualmente interamente sommerso, è ancora in parte ben visibile.

L'assetto generale è certamente riconducibile ai numerosi collassi

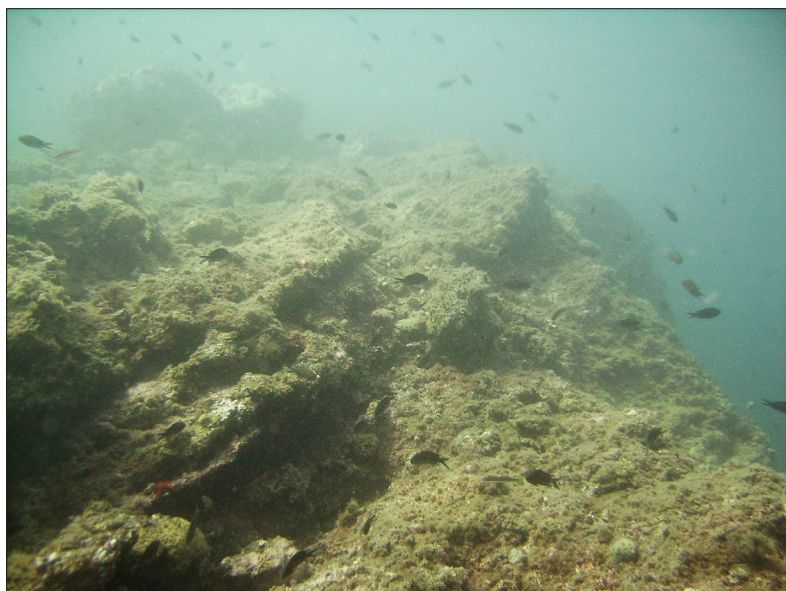


Fig. 65 - Scarpata di faglia in parte smantellata dall'erosione, il cui piede è posto a circa 15 m di profondità a ridosso di Capo Bove (Isola di Procida).

vulcano-tettonici, anche coevi alla formazione di altri edifici vulcanici. Contribuiscono allo smantellamento degli apparati, inoltre, le faglie che bordano l'alto strutturale di Procida (Tav. I e Fig. 64a).

I principali lineamenti morfostrutturali evidenziati dall'andamento batimetrico dei fondali che circondano l'isola sono riconducibili a famiglie di faglie e fratture orientate parallelamente a tratti rettilinei di costa. In particolare, nel settore orientale, sono individuabili lineamenti prevalentemente orientati secondo gli andamenti NNE-SSO e NE-SO (Tav. I). Quest'ultima famiglia è per esempio rappresentata dalla faglia antistante l'area di Punta dei Monaci, ben visibile a circa 25 m di profondità, caratterizzata da una scarpata di circa 4-5 m ricoperta da depositi sabbiosi di esiguo spessore.

Nella porzione settentrionale predominano lineamenti orientati intorno all'andamento N100-120°, segmentati da discontinuità disposte in senso meridiano. Più in generale, però, il Canale di Procida è bordato da lineamenti con orientazione NNE-SSO (Tav. I). Nel settore occidentale, al pari di quello orientale e del canale, è infatti riconoscibile una famiglia di faglie orientate secondo la classe azimutale N20-30°. Una modesta parete corrispondente ad una scarpata di faglia con tale andamento è stata osservata a circa 15 m di profondità (Fig. 65). Un simile *trend* si riscontra anche per la costa a ridosso della spiaggia della Chiaiolella, la più ampia dell'isola, che sembrerebbe pertanto di origine tettonica. A questa famiglia si associa un *set* di strutture, interpretabile come di secondo ordine rispetto all'andamento predominante, in direzione all'incirca N-S (Tav. I).

Durante i rilievi subacquei sono stati misurate le diaclasi che interes-

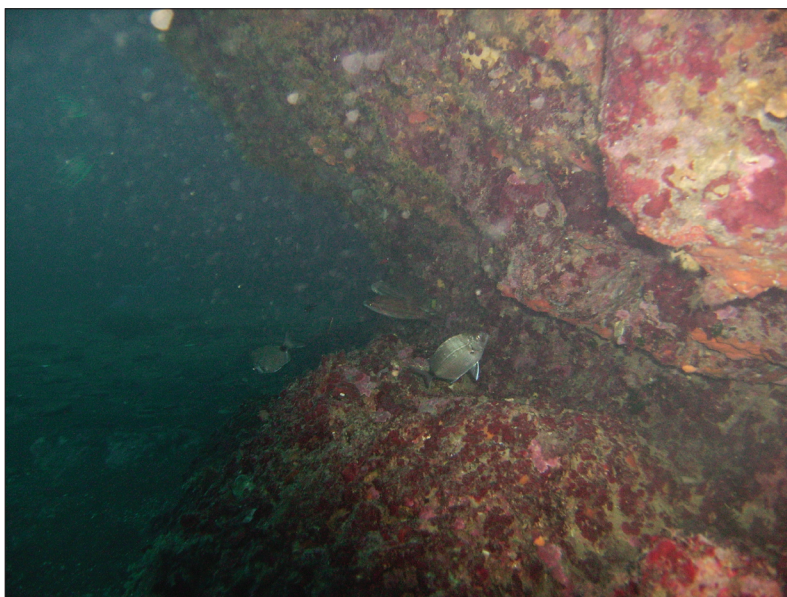


Fig. 66 - Solco di battente presente in località Fiumicello (Isola di Procida) a quota di circa -14 m.



Fig. 67 - Marmitte di abrasione presenti nell'area a SO del promontorio di Solchiaro (Isola di Procida), indicanti un paleolivello di base dell'erosione posto a profondità di circa -5/-6 m.

sano le unità vulcaniche (Fig. 64b): le fratture alla mesoscala ricalcano in generale gli andamenti descritti per le discontinuità e i morfolineamenti maggiori (Tav. I e Fig. 64a).

Analogamente con quanto osservato nel Canale di Ischia e nei dintorni di Vivara, le faglie presentano scarpate più ripide nei settori orientali, evidenziando una generale asimmetria dell'alto morfostrutturale, con fondali che verso est digradano più rapidamente verso profondità maggiori.

La geometria planimetrica del campo deformativo ricavato dai rilievi diretti, dall'interpretazione di profili sismici e dall'analisi morfobatimetrica dell'intera area sono discussi in PUTIGNANO & SCHIATTARELLA (2010).

Intorno all'alto strutturale di Procida sono presenti diversi ordini di superfici piane sommerse, interpretabili, nella maggior parte dei casi, come superfici terrazzate di origine marina legate a paleolivelli di base dell'erosione. Come per l'Isola di Vivara, le superfici sub-orizzontali sono infatti prevalentemente erosionali e, solo in subordine, possono avere un'origine strutturale (PUTIGNANO *et alii*, 2009).

Le superfici presentano la tipica forma e continuità di terrazzi marini, soprattutto nel settore occidentale e nord-occidentale e sono perfettamente correlabili con quelle che circondano l'Isola di Vivara. Particolarmente sviluppati sono i terrazzi posti alle profondità di -20/-21.5 m, -18/-20 m e -14/-16 m, tutti visibili a largo di Ciraccio. Terrazzi a profondità minori si ritrovano a -13/-14 m, ben espressi nel Canale di Procida. A quest'ultimo ordine si associano elementi erosionali a scala minore, quali solchi di battaglia, osservabili in località Fiumicello (Fig. 66), e piccole piattaforme

di abrasione marina, poco ampie, ma che presentano continuità areale in tutta la baia di Solchiaro, talora ricoperte da depositi detritici. Lembi di piattaforme di abrasione marina, intagliate prevalentemente nelle unità vulcaniche, si ritrovano a -9/-10 m nella baia di Solchiaro, caratterizzate anche dalla presenza di bitte di età romana. Le piattaforme di abrasione arealmente più rappresentative, corredate di marmitte di abrasione e testimonianze archeologiche, si ritrovano a -5.5/-6 m nelle zone di Fiumicello (a Punta Faro), nella baia di Solchiaro (Fig. 67) e lungo il Promontorio di Santa Margherita. Altre evidenze geomorfologiche sono inoltre riferibili a lembi di piattaforme di abrasione marina a profondità di -3.5 m, come documentabile ancora a Punta Faro. La sintesi di tali elementi è riportata in PUTIGNANO *et alii* (2009).

1.3.2. - *L'Isola di Vivara - Promontorio Santa Margherita*

L'Isola di Vivara, che nella cartografia in scala 1:50.000 è ubicata nel Foglio 464 - Isola di Ischia, è caratterizzata da una forma semicircolare, che interessa anche il Promontorio di Santa Margherita, riconducibile alla sua genesi vulcanica. Nell'area emersa è infatti possibile tracciare parte dell'orlo del cratere, esumato a seguito dello smantellamento erosivo delle coperture piroclastiche più recenti. L'insenatura del Golfo di Genito rappresenta la parte centrale del cratere attualmente sommersa. Il cratere, aperto a sud, è in realtà comunicante anche verso nord con l'area della Baia di Ciraccio. Nella parte settentrionale del Golfo di Genito, Vivara è infatti collegata al Promontorio di Santa Margherita tramite un ponte, adagiato su fondali che raggiungono profondità molto basse (-3 m ca.). L'attuale assetto della morfostruttura vulcanica di Vivara è dovuto - oltre che all'azione dell'erosione marina - anche alla scomposizione dell'edificio operata da faglie con diverse orientazioni (N-S, N70°, N110°, N135°), come peraltro suggerito dall'andamento rettilineo di tratti della linea di costa (come tra Punta d'Alaca e Punta Mezzogiorno) e dalla batimetria che evidenzia in alcune aree scarpate rettilinee, più pronunciate nei settori meridionali. Questo comporta inoltre una sostanziale asimmetria dei fianchi sommersi. DI GIROLAMO & STANZIONE (1973) attribuiscono l'assetto descritto ad un collasso vulcano-tettonico dovuto alla formazione di un successivo cratere, tentativamente ubicato allo sbocco del Golfo di Genito.

All'altezza di Punta d'Alaca, l'intenso stato di fratturazione delle vulcaniti dell'unità di Vivara ed i fenomeni di scalzamento al piede ad opera del moto ondoso sono responsabili dei fenomeni di instabilità attualmente osservabili. Gli andamenti degli elementi morfostrutturali riconosciuti sono in accordo con i sistemi di frattura rilevati nelle vulcaniti dell'unità di Vivara, da PUTIGNANO & SCHIATTARELLA (2010).

Intorno all'alto morfostrutturale di Vivara - prevalentemente ad ovest ed a sud-ovest dell'isola, in coincidenza con i fondali del Canale di Ischia - sono presenti ampie superfici terrazzate sommerse. La maggior parte pre-



Fig. 68 - *Ruderi di una scaletta scolpita nei tufi di Vivara posta tra -4 e -9 m. In particolare alla profondità di -6 m, dove gli scalini sono ben conservati, è presente un piano di sosta.*

sentano la tipica forma e continuità di terrazzi marini di origine erosionale (PUTIGNANO *et alii*, 2009). Oltre a quelli più profondi del Canale di Ischia, si osservano comunemente terrazzi a -18/-20 m, -14/-16 m e -13/-14 m. A minore profondità (-9/-10 m), superfici piane rappresentate da piccole piattaforme di abrasione intagliate prevalentemente nelle vulcaniti di Vivara si ritrovano a Punta d'Alaca; a questa quota a nord di Punta Mezzogiorno, si ritrova una struttura antropica rappresentata da una serie di gradini intagliati nelle piroclastiti dei tufi di Vivara (Fig. 68). Tale struttura è riferibile probabilmente all'età del Bronzo (PUTIGNANO *et alii*, 2009). Il terrazzo costituito da lembi con la maggiore continuità di espressione morfologica si osserva alla profondità di -5.5/-6 m. In particolare, quest'ultimo ordine di terrazzo è ben visibile nel tratto compreso tra Punta Mezzogiorno e Punta d'Alaca. Tali superfici sono spesso butterate da forme costiere quali pozze e vasche di eversione marina, particolarmente evidenti nel caso del terrazzo presente lungo costa a nord-ovest di Punta Mezzogiorno, dove si trova un campo di marmite di erosione marina anche di grosse dimensioni. All'interno del cratere di Vivara, nella baia del Golfo di Genito, lungo le falesie sommerse sono spesso scolpiti piccoli lembi di una piattaforma marina a quota di circa -1 m, a cui sono talvolta associati solchi di battigia. Ulteriori stazionamenti del livello del mare sono testimoniati da simili indicatori geomorfologici alle profondità di -2.7 m e -3.5 m (PUTIGNANO *et alii*, 2009).

1.3.3. - *I canali di Procida e di Ischia*

Il Canale di Procida costituisce un'ampia area sub-pianeggiante che collega le isole di Procida e Vivara alla terraferma. L'area è caratterizzata da una serie di superfici sub-orizzontali organizzate in più ripiani compresi tra i -6 m e i -15 m. Questa quota rappresenta la profondità massima del canale (Tav. I). Più precisamente, le aree terrazzate sono poste a -13/-15 m, -9/-11 m e -6/-8 m. Lungo la scarpata che delimita il canale ad ovest, si osserva inoltre un ripiano posto a circa -20 m, che tuttavia - almeno in questa zona - appare un elemento ribassato del paesaggio sommerso, forse correlabile con le superfici immediatamente superiori. Ripiani posti a quote simili sono comunque largamente osservabili anche lungo la costa occidentale di Procida e ad ovest di Vivara.

Nella parte centrale del canale, una faglia con direzione all'incirca N120° separa i ripiani più profondi dalle superfici che li bordano "a gradinata". Fa eccezione un piccolo lembo corrispondente ad una secca allungata, ricoperta da sedimenti sabbiosi di piattaforma e da biocostruzioni a fanerogame marine, bordata a sud-ovest dalla faglia sopra citata. Il canale è orlato su entrambi i fianchi da scarpate controllate da faglie con direzione N20-30° ed è attraversato nella sua porzione più orientale da faglie orientate all'incirca N50-60°. Morfolineamenti in direzione E-O separano, infine, il canale dalla porzione settentrionale dell'Isola di Procida.

Famiglie di strutture fragili con orientazioni N20-30° e N120° circa si trovano anche nel settore settentrionale del Canale di Ischia e in alcuni settori antistanti la costa occidentale di Procida. La prima famiglia, in particolare, costituisce il motivo tettonico principale della morfostruttura positiva dell'isola e dei due adiacenti canali, seppur rappresentato da più linee di faglia segmentate in diversi tronconi.

Il Canale di Ischia, relativamente più profondo rispetto a quello di Procida, presenta una morfologia asimmetrica, con fianchi più ripidi nel settore sud-orientale ed un'area centrale sub-pianeggiante che si estende fino ai settori antistanti l'Isola di Vivara. Nel canale si rileva la presenza di superfici piane sommerse di significativa estensione, al pari di quanto osservato a nord di Procida. Questi elementi sono riconducibili ad ampi terrazzi posti alle profondità di -28/-30 m, -23/-26 m, -20/-21.5 e -18/-20 m. La morfologia sommersa suggerisce la presenza di diverse faglie e fratture con gli andamenti sopra ricordati (Tav. I e Fig. 64).

Nella parte settentrionale del Canale di Ischia, all'interno dell'ampia area sub-pianeggiante, si elevano i relitti di edifici vulcanici le cui sommità costituiscono le secche delle Formiche e dei Ruommoli. Più al largo, nel settore meridionale, ad una profondità compresa tra -50 e -70 m, altri due relitti vulcanici sono responsabili della presenza delle secche della Catena e di Pertuso.

La forte asimmetria del Canale di Ischia determina un'area con un accentuato idrodinamismo e variabilità stagionale dei flussi di entrata e uscita delle masse d'acqua (DE ALTERIIS & TOSCANO, 2003).

XI. - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

1 - STABILITÀ DEI VERSANTI

1.1. - GENERALITÀ

La conformazione dell'Isola di Procida consente di associare gran parte dei locali problemi di instabilità dei versanti con i perimetri costieri. Infatti, si tratta di alti morfologici delimitati da scarpate bordiere ad alta acclività, che per l'intera isola coincidono con falesie attive o riattivabili. Per tale ragione, i fenomeni franosi sono da considerare, per entrambi i contesti, un significativo agente modellatore tra quelli che identificano la dinamica morfo-evolutiva costiera; si tratta tuttavia di fenomeni di estensione limitata e pertanto non cartografabili alle scale 1:25.000 e 1:50.000.

Limitata e recente è la letteratura scientifica che ha trattato le frane di Procida. DUCCI & NAPOLITANO (1991; 1994) hanno di fatto portato all'attenzione generale le problematiche geologico-tecniche dell'isola, con particolare riguardo all'instabilità dei versanti. Nel primo dei due lavori, gli autori segnalano circa 50 frane, ascrivibili per lo più a crolli e ribaltamenti. Nello stesso lavoro, grazie ad un confronto cartografico, si evidenzia una significativa progradazione delle linea di riva tra il 1974 ed il 1986 per le spiagge di Ciraccio, Ciracciello, Pozzo Vecchio e Chiaia (in media 0.5 m/anno): tale evidenza è stata attribuita alla protezione offerta da interventi costieri e dal concomitante apporto di sedimenti ad opera di frane e fenomeni erosivi a spese delle retrostanti falesie. Nella nota del 1994, invece, DUCCI & NAPOLITANO si soffermano sulla stabilità di due tratti della costa orientale dell'isola, evidenziando un grado di instabilità maggiore per i tufi di Terra Murata rispetto a quelli di Solchiaro, in virtù di alcuni fattori predisponenti (acclività, stato di fratturazione, caratteristiche geomeccaniche). Da citare, infine, il lavoro di CALCATERRA *et alii* (2003), che si sof-

fermano invece sulla franosità costiera dei Campi Flegrei e delle isole flegree, dedicando particolare attenzione alle fonti d'archivio che hanno consentito di individuare eventi franosi risalenti alla metà del XIX secolo per il settore costiero continentale ed al XVI-XVII secolo per Procida.

L'Isola di Procida ha una linea di costa sviluppata per circa 16 km. La sua forma è per lo più ereditata da relitti di antichi centri eruttivi (Solchiaro, Pozzo Vecchio, Vivara, ecc.), ed è caratterizzata da falesie verticali attive o riattivabili, al cui piede, in alcuni casi, si sviluppano spiagge del tipo *pocket beach*, di ampiezza di norma inferiore ai 20 m.

Le più antiche segnalazioni di dissesti gravitativi a Procida sono riportate in BARBA *et alii* (1994). Si tratta di fenomeni di dissesto che hanno coinvolto le strutture insediative del Promontorio di Terra Murata (e.g., abbazia di Santa Margherita Nuova e strada di accesso alla Torre Tabaia) e più in generale della fascia costiera compresa tra Punta dei Monaci e Punta Lingua che, tra il XVI ed il XVII secolo, hanno compromesso la stabilità degli edifici dell'area.

In tempi recenti, a causa della forte urbanizzazione che ha interessato quasi tutta la fascia costiera dell'isola, i fenomeni di dissesto hanno prodotto danni alle infrastrutture viarie ed alle abitazioni attualmente presenti sul ciglio delle falesie.

Le tipologie di frana più diffuse lungo il perimetro costiero dell'isola sono rappresentate da crolli e ribaltamenti, favoriti dai peculiari assetti litostratigrafici e strutturali (Fig. 69). Infatti, l'alternanza di livelli a differente grado di addensamento, da litoidi a sciolti, causa un'erosione differenziale lungo la falesia, con la formazione di mensole a sbalzo in equili-

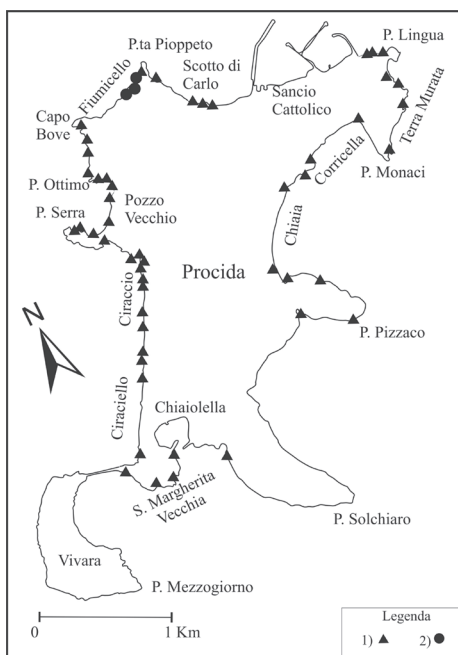


Fig. 69 - Frane costiere dell'Isola di Procida (CALCATERRA *et alii*, 2003). 1) Crollo; 2) Scorrimento-colata.



Fig. 70 - Località Ciraccio (Isola di Procida); in evidenza numerosi cumuli di frana al piede della falesia.

brio precario. Dal punto di vista strutturale, invece, le falesie sono per lo più interessate da sistemi di fratture verticali e parallele alle scarpate, la cui genesi è da mettere in relazione ad azioni di detensionamento dell'ammasso. A luoghi le falesie presentano un profilo più articolato che consiste in uno "zoccolo" basale tufaceo subverticale su cui si sviluppa un versante con acclività di $35-45^\circ$ in depositi piroclastici sciolti cineritico-pomici (e.g., località Fiumicello - Punta Solchiaro - Vivara) che si raccorda con la spianata sommitale. In questo caso, oltre ad eventi di crollo di ridotte dimensioni che si innescano nei depositi tufacei dello zoccolo basale, è possibile rilevare anche fenomeni del tipo scorrimento - colata che coinvolgono le piroclastiti sciolte a copertura del basamento sottostante. Tali fenomeni, in genere, interessano la coltre più superficiale ed alterata dei depositi di copertura i quali, imbibiti d'acqua durante gli eventi meteorici (cfr. gli eventi in località Fiumicello del settembre 2001), scivolano lungo superfici di neoformazione.

La già richiamata conformazione del perimetro costiero di Procida, caratterizzato da alte falesie con arenili poco sviluppati, costituisce un intrinseco fattore predisponente per l'identificazione della suscettibilità da frana.

Per quanto concerne la propensione all'innescò, lì dove l'acclività su-



Legenda

- P1 - Area a suscettibilità bassa all'innesco, al transito e/o all'invasione da frana
- P2 - Area a suscettibilità media all'innesco, al transito e/o all'invasione da frana
- P3 - Area a suscettibilità alta all'innesco, al transito e/o all'invasione da frana
- Pareti di tufo interessate da interventi di stabilizzazione costituiti da reti e cavi di acciaio con sea-wall al piede
- Pareti di tufo interessate da interventi di stabilizzazione costituiti da muri di sostegno
- Pareti di tufo interessate da interventi di stabilizzazione costituiti da spritz-beton

Fig. 71 a - Carte della pericolosità relativa dell'isola di Procida (AA.VV., 2002).

peri i 40-45° è da ritenere che siano endemiche le condizioni favorevoli all'instabilità (Fig. 70). Inoltre, per numerose frane è stata riconosciuta una marcata tendenza retrogressiva, con arretramenti recenti dei cigli sommitali valutati nell'ordine di 5-6 m per i tufi e fino ad una decina di metri nel caso dei prodotti piroclastici sciolti.

In termini di potenziale d'invasione, i cumuli di frana hanno infatti

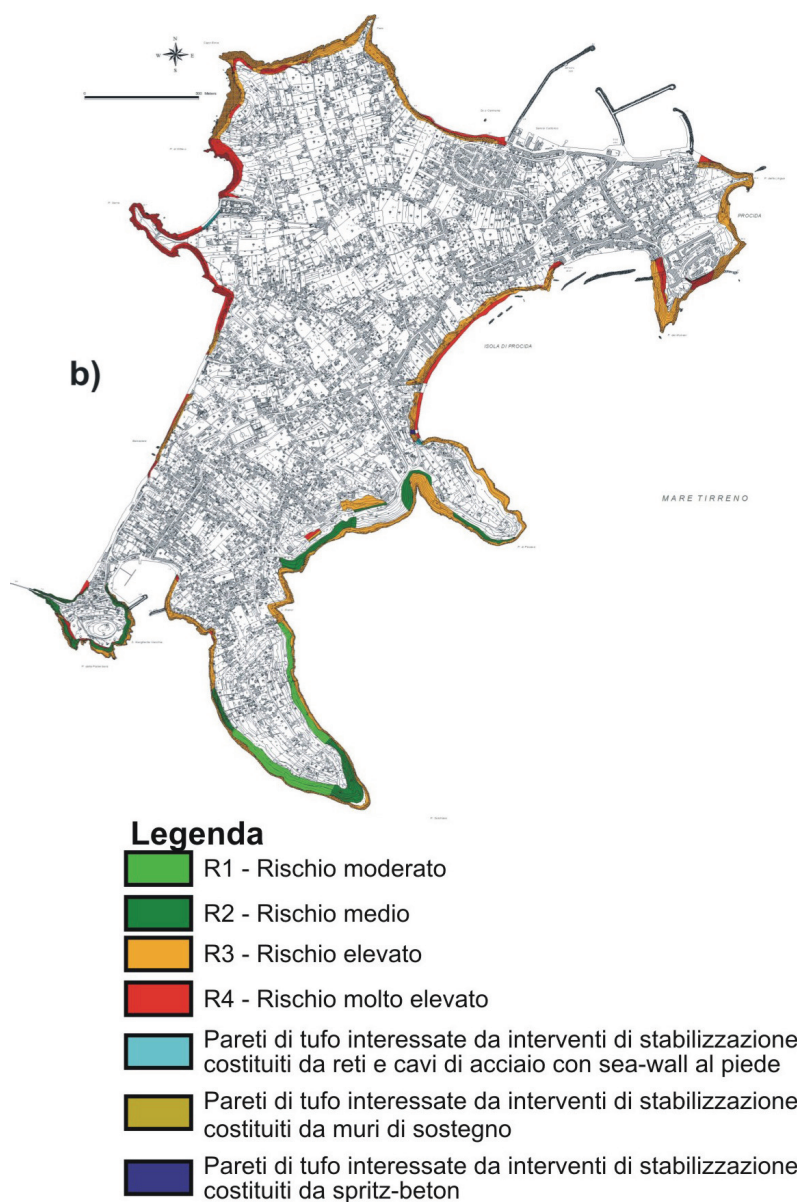


Fig. 71 b - Carte del rischio da frana dell'isola di Procida (AA.VV., 2002).

quasi sempre raggiunto e superato la linea di costa. Pertanto, tutte le spiagge, localizzate alla base di falesie con elevata propensione all'innesco, sono da ritenersi suscettibili a possibili invasioni.

Le condizioni di diffusa instabilità delle coste comprese nel foglio trovano inequivocabile riscontro nella cartografia ufficiale del rischio da frana, redatta nel 2002 dall'Autorità di Bacino Nord Occidentale della

Campania (AA.VV., 2002). Come può infatti evincersi dalla Figura 71a, la classe a più alta pericolosità relativa (P3) domina nettamente lungo gli ambienti costieri in parola. Analoga considerazione può trarsi dall'esame della conseguente Carta del rischio da frana (Fig. 71b), in cui spicca la netta prevalenza della classe di rischio R4.

2. - GEORISORSE

PENTA (1935), nella sua fondamentale monografia sui materiali da costruzione dell'Italia meridionale, dedica poche righe all'Isola di Procida, dove, *“oltre le pozzolane ed i soliti lapilli pomicei, sono utilizzati localmente dei tufi coerenti basaltici di color giallo (cave presso le Centane) ed il tufo trachitico giallo chiaro di Terra Murata presso Sancio Cattolico”*. Nel Piano Regionale delle Attività Estrattive della Campania (REGIONE CAMPANIA, 2006) non sono riportate cave per l'Isola di Procida.

Per quanto riguarda, infine, le risorse idriche sotterranee, dalla cartografia ufficiale disponibile (AA.VV., 2004) si evince che l'Isola di Procida non è sede di corpi idrici sotterranei significativi sebbene si rinvenga una modesta lente di acqua dolce galleggiante sull'acqua del mare.

XII. - CENNI SULLA PERICOLOSITÀ VULCANICA NELL'AREA

I Campi Flegrei sono una regione vulcanica attiva da circa 100.000 anni. A differenza dal Somma-Vesuvio che rappresenta un tipico apparato centrale, i Campi Flegrei sono un campo vulcanico in cui ogni nuova eruzione si manifesta in un luogo diverso producendo così, in funzione dello stile e della grandezza dell'eruzione, una varietà di piccoli e grandi edifici vulcanici monogenici. Essi sono stati la sede di rare eruzioni effusive (cupole laviche o lave) e di numerose eruzioni esplosive. Queste ultime variano da piccola magnitudo (*e.g.*, Monte Nuovo nel 1538), ad elevata magnitudo (Pomici Principali, <15ka) fino alle catastrofiche ignimbriti associate alle eruzioni dell'Ignimbrite Campana (39 ka) e del Tufo Giallo Napoletano (15 ka). La presenza di due caldere di oltre 10 km di diametro che includono tutta l'area che va da Cuma a Monte di Procida fino a parte della città di Napoli testimonia ulteriormente dell'imponenza dei fenomeni vulcanici che possono manifestarsi in questa regione. La storia recente dei Campi Flegrei, con le crisi bradisismiche degli anni '70 ed '80 e la parziale evacuazione di Pozzuoli, testimonia drammaticamente della natura vulcanica di un territorio dove vivono centinaia di migliaia di persone. Buona parte dell'urbanizzazione flegrea si è sviluppata all'interno delle caldere o comunque a breve distanza da esse. Poiché, come illustrato precedentemente, la storia eruttiva flegrea è fortemente dominata dalle eruzioni esplosive, è lecito aspettarsi un tale stile anche in futuro. In uno scenario eruttivo che considera come prototipo un'eruzione di piccola intensità (come ad esempio quella del Monte Nuovo del 1538) le conseguenze possono essere significative per la popolazione residente. L'eruzione può essere accompagnata da terremoti e deformazione del suolo localmente intensi. La caduta di ceneri e lapilli, anche se non procura crolli degli edifici, può causare notevoli problemi alla viabilità per l'accumularsi di questi prodotti nelle strade. L'eventuale propagazione di correnti piroclastiche può avere effetti localmente devastanti. E' evidente che in caso di

eruzioni da intermedie fino a pliniane l'impatto delle varie fasi eruttive sul territorio aumenterebbe esponenzialmente sia in termini di area investita che di danno procurato.

L'area dell'Isola di Procida, essendo situata ben al di fuori della caldera associata al Tufo Giallo Napoletano, non è considerata tra le più probabili per l'apertura di una bocca eruttiva. Tuttavia, è possibile che sia investita dagli effetti di un'eruzione che si origini nella baia di Pozzuoli (luogo dei più intensi fenomeni bradisismici durante le due ultime crisi).

Recentemente sono state proposte diverse valutazioni della pericolosità vulcanica dei Campi Flegrei. Le valutazioni si basano su approcci diversi, probabilistici (ALBERICO *et alii*, 2002; MASTROLORENZO *et alii*, 2006) oppure sulla distribuzione e la frequenza dei prodotti eruttati negli ultimi cinquemila anni (ORSI *et alii*, 2004). Tutti i modelli proposti considerano i due principali tipi di *hazard* vulcanico (*i.e.*, prodotti da caduta e correnti piroclastiche) in funzione di eruzioni di magnitudo variabile da VEI (indice di esplosività vulcanica) 1 a VEI 5. Nel caso dei prodotti da caduta, le aree ad elevato rischio, ovvero quelle in cui si eccede il carico critico delle strutture, sono confinate a pochi chilometri dal centro eruttivo, e quindi generalmente nei limiti calderici. Data la prevalente direzione orientale dei venti stratosferici nell'area campana, l'area rilevata è esposta ad una bassissima probabilità di essere soggetta a significativi danni per accumulo di prodotti da caduta. Anche per quanto riguarda l'impatto di correnti piroclastiche tutti i modelli suggeriscono che per eruzioni con VEI fino a 4 (corrispondenti alla maggioranza delle eruzioni post Tufo Giallo Napoletano) l'effetto di barriere morfologiche anche di limitate dimensioni restringerebbe l'area soggetta a danni alla parte centrale della caldera flegrea. Pertanto, l'area rilevata potrebbe essere significativamente danneggiata da correnti piroclastiche formate solo a seguito di eruzioni con VEI 5 o 6, eruzioni che avrebbero quindi un impatto di carattere regionale.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (2002). *Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico - Autorità di Bacino Nord Occidentale della Campania*. 4 voll., TPS - SELCA, Napoli.
- AA.VV. (2004). *Piano di Tutela delle Acque - Autorità di Bacino Nord Occidentale della Campania*. 5., TPS - SELCA, Napoli
- AIELLO G., ANGELINO A., D'ARGENIO B., MARSELLA E., PELOSI N., RUGGIERI S. & SINISCALCHI A. (2005) - *Buried volcanic structures in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy) resulting from high resolution magnetic survey and seismic profiling*. *Annals of Geophysics*, **48**, 1-15, Roma.
- AIELLO G., ANGELINO A., MARSELLA E., RUGGIERI S. & SINISCALCHI A. (2004) - *Carta magnetica di alta risoluzione del Golfo di Napoli (Tirreno meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **123**, 333-342, Roma.
- AIELLO G., BARRA D., DE PIPPO T., DONADIO C. & PETROSINO C. (2007). *Geomorphological evolution of Phlegrean volcanic islands near Naples, southern Italy*. *Z. Geomorph. N. F.*, **51**, 165-190.
- AIELLO G., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., DI RAZZA O., DE LAURO M., MARSELLA E., PELOSI N., PEPE F., SACCHI M. & TONIELLI R. (1997a) - *Seismic exploration of the perityrrhenian basins in the Latium-Campania offshore*. Abstract International Cong. "ILP Task Force: Origin of Sedimentary Basins", 5-6, Torre Normanna (Palermo, Italy).
- AIELLO G., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., FERRANTI L., MARSELLA E., PAPPONE G. & SACCHI M. (1997b) - *Late Neogene tectonics and basin evolution of the Southern Italy Tyrrhenian margin*. Abstract International Cong. "ILP Task Force: Origin of Sedimentary Basins", 6-7, Torre Normanna (Palermo, Italy).
- ALBERICO I., LIRER L., PETROSINO P. & SCANDONE R. (2002) - *A methodology for the evaluation of long-term volcanic risk from pyroclastic flows in Campi Flegrei (Italy)*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **116**, 63-78.
- ALESSIO M., BELLA F., IMPROTA S., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C. & TURI B. (1973) - *University of Rome Carbon-14 dates X*. *Radiocarbon*, **15**, 165-178.
- ALESSIO M., BELLA F., IMPROTA S., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C. & TURI B. (1976) - *University of Rome Carbon-14 dates XIV*. *Radiocarbon*, **18**, 321-349.
- APAT (2003) *Guida Italiana alla classificazione ed alla terminologia stratigrafica*. Quaderni serie III, vol. **9**, 155, Roma.
- APRILE F. & ORTOLANI F. (1978) - *Nuovi dati sulla struttura profonda della Piana Campana a sud-est del fiume Volturno*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **97**, 591-608.
- ARMIENTI P., BARBERI F., BIZOUARD H., CLOCCHIATTI R., INNOCENTI F., METRICH N., ROSI M. & SBRANA A. (1983) - *The Phlegrean Fields: magma evolution within a shallow chamber*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **17**, 289-311.
- BARBA M., DI LIELLO S. & ROSSI P. (1994) - *Storia di Procida*. Electa, Napoli.
- BARBERI F., CASSANO E., LA TORRE P. & SBRANA A. (1991) - *Structural evolution of Campi Flegrei in light of volcanological and geophysical data*. *J. Volcanol. Geothermal Research*, **48**, 33-50.
- BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R., PESCATORE T.S. & SCANDONE R., (1978): *The Campanian Ignimbrite: a major prehistoric eruption in the neapolitan area (Italy)*. *Bull. Volcanol.*, **41**, 10-22.
- BARTOLE R. (1984) - *Tectonic structure of the Latian-Campanian shelf (Tyrrhenian sea)*. *Boll. Oceanol. Teor. Appl.*, **3**, 197-230.
- BARTOLE R., SAVELLI C., TRAMONTANA M. & WEZEL F.C. (1984) - *Structural and sedimentary features in the Tyrrhenian margin off Campania, Southern Italy*. *Mar. Geol.*, **55**, 163-180.
- BELLUCCI F. (1994) - *Nuove conoscenze stratigrafiche sui depositi vulcanici del sottosuolo del settore meridionale della Piana Campana*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **113**, 395-420.
- BERNABINI M., LATMIRAL G., MIRABILE L. & SEGRE A.G. (1973a) - *Alcune prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. *Rapp. CIESM*, **21**, 929-934, Monaco.
- BERNABINI M., LATMIRAL G., MIRABILE L. & SEGRE A.G. (1973b) - *Prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **90**, 163-172.

- BERTOTTI G., MARSELLA E., PELOSI N., PEPE F., TONIELLI R. & THE SISTER99 SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1999) - *Sister99: a seismic campaign to investigate the kinematics of South Tyrrhenian extensional regions*. *Giornale di Geologia*, **61**, 25-36.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNER P., PERRONE V. (1992) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sull'evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **41**, 17-35.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1992) - *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **41**, 83-86.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F. & SANTANGELO N. (1995) - *L'evoluzione delle pianure costiere della Campania: geomorfologia e neotettonica*. Estratto da "ASSETTO FISICO E PROBLEMI AMBIENTALI DELLE PIANURE ITALIANE". *Mem. Soc. Geogr. Ital.*, **53**, 313-336.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the southern Apennines*. *Zeisch fur Geomorphology*, **82**, 47-58.
- BREISLAK S. (1801) - *Voyages physiques et lythologiques dans la Campanie; suivis d'un mémoire sur la constitution physique de Rome*. Two volumes. XVI 300, 323 pp. + 8 pp., Paris, Dentu, An IX.
- BRUNO P.P.G., DI FIORE V. & RAPOLLA A. (2002) - *Seismic reflection data processing in active volcanic areas: an application to Campi Flegrei and Somma-Vesuvius offshore*. *Annals of Geophysics*, **45** (6), 753-768.
- BUDILLON F., DE ALTERIIS G., FERRARO L., MOLISSO F., MARSELLA E., TONIELLI R. & VIOLANTE C. (2003a) - *I fondali dell'Isola d'Ischia: morfo-batimetria e geologia tra Punta del Chiarito e Punta S. Pancrazio*. In: GAMBÌ M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". *Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat.*, **5**, 83-102, Napoli.
- BUDILLON F., VIOLANTE C. & DE LAURO M. (2003b) - *I fondali delle isole flegree: geologia e morfologia*. In: GAMBÌ M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". *Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat.*, **5**, 45-66, Napoli.
- BUÌA M.C., GAMBÌ M.C., LORENTI M., DAPPIANO M. & ZUPO V. (2003) - *Aggiornamento sulla distribuzione e sullo stato ambientale dei sistemi a fanerogame marine (Posidonia oceanica e Cymodocea nodosa) delle isole flegree*. In: GAMBÌ M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". *Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat.*, **5**, 163-186.
- BUÌA M.C., GAMBÌ M.C., TERLIZZI A. & GAZZELLA E. (2001) - *Colonization of Caulerpa racemosa along the southern italian coast: distribution, phenological variability and ecological role*. In: GRAVEZ R., RUITTON S., BOUDORESQUE C.F., LE DIREACH L., MEINESZ A., SCABBIA G. & VERLAQUE M. (Eds.): "Fourth International Workshop on Caulerpa taxifolia". *GIS Posidonie Publ.*, 352-360, Fr.
- CALCATERRA D., DEL PRETE S. & MELE R. (2003) - *L'influenza dei fenomeni franosi sugli insediamenti costieri del distretto flegreo (Campania, Italia)*. *Proc. Intern. Conf. CITTAM 2003 "The requalification of Mediterranean coasts among tradition, development and sustainability"*, Naples, June 26-28, 2003, Arte Tipografica Ed., 524-534, Napoli.
- CAPPELLETTI P., CERRI G., COLELLA A., DE'GENNARO M., LANGELLA A., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2003) - *Post-eruptive processes in the Campanian Ignimbrite*. *Mineral. Petrol.*, **79**, 79-97.
- CARBONE A., LIRER L. & MUNNO R. (1984) - *Caratteri petrografici dei livelli piroclastici rinvenuti in alcuni gravity cores del Golfo di Pozzuoli*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **27**, 195-204.
- CAS R.A.F. & WRIGHT J.V. (1987) - *Volcanic Successions, ancient and modern*. Unwin Hyman, 528 pp.
- CHANG K.H. (1975) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 1544-1552.

- CHIOCCI F.L. & DE ALTERIIS G. (2006) – *The Ischia debris avalanche: first clear submarine evidence in the Mediterranean of a volcanic island prehistorical collapse*. Terra Nova, **18**, 202-209.
- CHIOCCI F.L., MARTORELLI E., SPOSATO A., AIELLO G., BARAZA J., BUDILLON F., DE ALTERIIS G., ERCILLA G., ESTRADA F., FARRAN M., GAMBERI F., MARANI M., MILIA A., MONTELLA R., ROMAGNOLI C., SENATORE M.R., TOMMASI P. & TONIELLI R. - (1998) - *Prime immagini TOBI del Tirreno centro-meridionale*. Geologica Romana, **34**, 207-222.
- CINQUE A., ALINAGHI H.H., LAURETI L. & RUSSO F. (1987) - *Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologica della Piana del Sarno (Campania, Appennino meridionale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **10**, 161-174.
- CINQUE A., AUCELLI P.P.C., BRANCACCIO L., MELE R., MILIA A., ROBUSTELLI G., ROMANO P., RUSSO F., RUSSO M., SANTANGELO N. & SGAMBATI D. (1997) - *Volcanism, tectonics and recent geomorphological change in the Bay of Napoli*. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **3**, 123-141.
- CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., FISHER R.V., HEIKEN G. & ORT M. (1997) - *Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes - the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **75**, 183-219.
- COCCO E. & D'ARGENIO B. (1988) - *L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale*. Guida all'Escursione del 74° Congresso Nazionale della Soc. Geol. It., Sorrento, settembre 1988, 257.
- COLANTONI P., DEL MONTE M., FABBRI A., GALLIGNANI P., SELLI R. & TOMADIN L. (1972) - *Ricerche geologiche nel Golfo di Pozzuoli*. CNR, Quaderni De La Ricerca Scientifica., **83**, Roma.
- COLE P., PERROTTA A. & SCARPATI C. (1994) - *The volcanic history of SW part of the city of Naples*. Geol. Mag., **131**, 789-799.
- CONTICELLI S., D'ANTONIO M., PINARELLI L. & CIVETTA L. (2002) - *Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr-Nd-Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany*. Mineral. Petrol., **74**, 189-222.
- D'ANTONIO M., CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., PIOCHI M., CARANDENTE A., DE VITA S., DI VITO M.A. & ISAIA R. (1999). *The present state of the magmatic system of the Campi Flegrei Caldera based on a reconstruction of its behaviour in the past 12 ka*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 247-268.
- D'ANTONIO M. & DI GIROLAMO P. (1994). *Petrological and geochemical study of mafic shoshonitic volcanics from Procida-Vivara and Ventotene Islands*. Acta Vulcanol., **5**, 69-80.
- D'ANTONIO M., TILTON G.R. & CIVETTA L. (1996) - *Petrogenesis of Italian Alkaline Lavas Deduced From Pb-Sr-Nd Isotope Relationships*. In: BASU A. & HART S. (eds.): "Earth processes: reading the isotopic code". Washington D.C., American Geophysical Union Monograph Series, **95**, 253-267.
- D'ARGENIO B., AIELLO G., DE ALTERIIS G., MILIA A., SACCHI M., TONIELLI R., BUDILLON F., CHIOCCI F.L., CONFORTI A., DE LAURO M., D'ISANTO C., ESPOSITO E., FERRARO L., INSINGA D., IORIO M., MARSELLA E., MOLISSO F., MORRA V., PASSARO S., PELOSI N., PORFIDO S., RASPINI A., RUGGIERI S., TERRANOVA C., VILARDO G. & VIOLANTE C. (2004) - *Digital elevation model of the Naples Bay and adjacent areas, Eastern Tyrrhenian sea*. In: PASQUARÈ G., VENTURINI C. & GROPPPELLI G. (Eds.): "Mapping Geology in Italy". APAT, 21-28.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**, 220-248.
- D'ORIANO C., POGGIANTI E., BERTAGNINI A., CIONI R., LANDI P., POLACCI M. & ROSI M. (2005) - *Changes in eruptive style during the A.D. 1538 Monte Nuovo eruption (Phlegrean Fields, Italy): the role of syn-eruptive crystallization*. Bull. Volcanol., **67**, 601-621.
- DE ALTERIIS G. & TOSCANO F. (2003) - *Introduzione alla geologia dei mari circostanti le isole flegree di Ischia, Procida e Vivara*. In: GAMBI M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat., **5**, 3-25.

- DE ASTIS G., PAPPALARDO L. & PIOCHI M. (2004) - *Procida volcanic history: new insights into the evolution of the Phlegraean Volcanic District (Campanian region, Italy)*. Bull. Volcanol., **66**, 622-641.
- DE LAURO M., BUDILLON F., FERRARO L., MOLISSO F., VIOLANTE C., SPINELLI D. & MUSELLA S. (2003) - *Cenni sulle metodologie impiegate per la realizzazione della cartografia tematica delle aree marine costiere delle isole Flegree*. In: GAMBÌ M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): "Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare". Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. dell'Accad. di Sc. Fis. e Mat., **5**, 27-44, Napoli.
- DE LORENZO G. (1904) - *L'attività vulcanica dei Campi Flegrei*. Rend. Acc. di Sci. FF MM, serie 3, **10**, 203-221.
- DE MURO S. & ORRÙ P. (1999) - *Il contributo delle beach rock nello studio della risalita del mare olocenico. Le beach rock post-glaciali della Sardegna nord orientale*. Il Quaternario, **11**, 19-39.
- DE VITA S., ORSI G., CIVETTA L., CARANDENTE A., D'ANTONIO M., DEINO A., DI CESARE T., DI VITO M.A., FISHER R.V., ISAIA R., MAROTTA E., NECCO A., ORT M., PAPPALARDO L., PIOCHI M. & SOUTHON J. (1999) - *The Agnano-Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 269-301.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian Volcanic Plain (Italy)*. Mineral. Petrol., **73**, 47-65.
- DE'GENNARO M., CAPPELLETTI P., LANGELLA A., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2000) - *Genesis of zeolites in the Neapolitan Yellow Tuff: geological, volcanological and mineralogical evidence*. Contib. Mineral. Petrol., **139**, 17-35.
- DEINO A.L., ORSI G., DE VITA S. & PIOCHI M. (2004) - *The age of the Neapolitan Yellow Tuff caldera forming eruption (Campi Flegrei caldera - Italy) assessed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating method*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **133**, 157-170.
- DI GIROLAMO P. (1970) - *Differenziazione gravitativa e curve isochimiche nella "Ignimbrite Campana"*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **26**, 3-44.
- DI GIROLAMO P., GHIARA M.R., LIRER L., MUNNO R., ROLANDI G. & STANZIONE D. (1984) - *Vulcanologia e petrologia dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 349-413.
- DI GIROLAMO P., MELLUSO L., MORRA V. & SECCHI F.G.A. (1995) - *Evidence of interaction between mafic and differentiated magmas in the youngest phase of activity at Ischia Island (Italy)*. Per. Mineral., **64**, 393-411.
- DI GIROLAMO P. & ROLANDI G. (1979) - *Vulcani shoshonitici nell'area flegrea*. Per. Mineral., **48**, 93-114.
- DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1973) - *Lineamenti geologici e petrologici dell'Isola di Procida*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **29**, 81-126.
- DI VITO M.A., ISAIA R., ORSI G., SOUTHON J., DE VITA S., D'ANTONIO M., PAPPALARDO L. & PIOCHI M. (1999) - *Volcanism and deformation since 12000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 221-246.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for kinematic modeling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Appenines system*. Terra Nova, **3**, 426-434.
- DRUITT T.H. & SPARKS R.S.J. (1982) - *A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **13**, 147-171.
- DUCCI D. & NAPOLITANO P. (1991) - *Le condizioni di stabilità delle coste dell'Isola di Procida (Golfo di Napoli)*. Atti I Conv. Naz. Giovani Ric. In Geol. Appl., Gargnano (BS), Ric. scient. ed educ. perman., suppl. **93**, 97-106, Milano.
- DUCCI D. & NAPOLITANO P. (1994) - *Franosità e caratterizzazione geomeccanica delle facies litoidi delle Formazioni di Solchiaro e Terra Murata (Isola di Procida)*. Geologica Romana, **30**, 97-104.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geological evolution of the pery-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: WEZEL F.C. (Ed.): "Sedimentary basins of the Mediterranean margins". 21-30, Tecnoprint, Bologna.
- FEDELE L., MORRA V., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2006) - *Volcanological and geochemical features of the products of the Fiumicello eruption, Procida island, Campi Flegrei (southern Italy)*. Per. Mineral., **75**, 43-72.

- FEDELE L., SCARPATI C., LANPHERE M., MELLUSO L., MORRA V., PERROTTA A. & RICCI G. (2008) - *The Breccia Museo formation, Campi Flegrei, southern Italy: geochronology, chemostratigraphy and relationship with the Campanian Ignimbrite eruption*. Bull. Volcanol., **70**, 1189-1219.
- FEDELE L., INSINGA D., CALVERT A.T., MORRA V., PERROTTA A. & SCARPATI C. (2011) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of tuff vents in the Campi Flegrei caldera (southern Italy): toward a new chronostratigraphic reconstruction of the Holocene volcanic activity*. Bull. Volcanol., (in press)
- FINETTI I. & MORELLI C. (1974) - *Esplorazione sismica a riflessione dei Golfi di Napoli e Pozzuoli*. Boll. Geof. Teor. Appl., **16** (62-63), 175-222.
- FISHER R.V., ORSI G., ORT M. & HEIKEN G. (1993) - *Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacement of the Campanian Ignimbrite, Italy*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **56**, 205-220.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.-U. (1984) - *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, 472 pp.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journ. Geol., **62**, 344-359.
- FOWLER S.J., SPERA F.J., BOHRSON W.A., BELKIN H.E. & DE VIVO B. (2007) - *Phase equilibria constraints on the chemical and physical evolution of the Campanian Ignimbrite*. J. Petrol., **48**, 459-493.
- FUSI N. (1996) - *Structural settings of the carbonatic basement and its relationships with magma uprising in the Gulf of Naples (Southern Italy)*. Annali di Geofisica, **39** (3), 493-509.
- FUSI N., MIRABILE L., CAMERLENGHI A. & RANIERI G. (1991) - *Marine geophysical survey of the Gulf of Naples (Italy): relationship between submarine volcanic activity and sedimentation*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 95-114.
- GAMBI M.C. & BUIA M.C. (2003) - *Sintesi delle conoscenze sugli aspetti biologici ed ecologici dei popolamenti marini delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara – Golfo di Napoli)*. In: GAMBI M.C., DE LAURO M. & IANNUZZI F. (Eds.): “Ambiente marino costiero e territorio delle isole flegree (Ischia, Procida e Vivara) e Golfo di Napoli. Risultati di uno studio multidisciplinare”. Soc. Naz. di Sc., Lett. e Arti in Napoli, Mem. Acc. Sc. Fis. Mat., **5**, 111-132, Napoli.
- GAMBI M.C., DAPPIANO M., LANERA B. & IACONO B. (2003) - *Biodiversità e bionomia dei popolamenti bentonici dei fondi duri delle isole flegree: analisi di diverse metodologie di studio*. Società Nazionale di Scienze, Lettere ed Arti in Napoli, Mem. Acc. Sc. Fis. Mat., **5**, 133-162, Napoli.
- GAMBI M.C. & TERLIZZI A. (1998) - *Record of a large population of Caulerpa racemosa in the Gulf of Salerno*. Biologia Marina Mediterranea, **5** (1), 553-556.
- HEIKEN G.H. (1971) - *Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake valley basin, South Central Oregon*. J. Geophys. Res., **75**, 5615-5626.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Can. J. Earth Sci., **8**, 523-548.
- JOHNSTON-LAVIS H.J. (1888) - *Excavation near Naples*. In: Report of the committee appointed for the investigation of the volcanic phenomena of Vesuvius and its neighbourhood. Spottiswoode and Co., 1-7, London.
- KELLETAT D. (2006) - *Beach rock as Sea-Level Indicator? Remarks from a geomorphological Point of View*. Journ. of Coast. Res., **22** (6), 1558-1564, West Palm Beach, (Florida).
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL F. & SILENZI S. (2004a) - *Sea level change along the Italian coast for the past 10.000 yr*. Quat. Sc. Reviews, **23**, 1567-1598.
- LAMBECK K., ANZIDEI M., ANTONIOLI F., BENINI A. & ESPOSITO A. (2004b) - *Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change*. Earth and Planetary Science Letters, **224**, 563-575.
- LATMIRAL G., SEGRE A., BERNABINI M. & MIRABILE I. (1971) - *Prospezioni sismiche per riflessione nei Golfi di Napoli e Pozzuoli ed alcuni risultati geologici*. Boll. Soc. Geol. Ital., **90**, 163-172.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. & ZANETTIN B. (1986) - *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*. J. Petrol., **27**, 745-750.

- LIRER L., LUONGO G. & SCANDONE R. (1987) - *On the volcanological evolution of Campi Flegrei*. EOS, **68**, 226-227.
- LIRER L., ROLANDI G. & RUBIN M. (1991) - ^{14}C Age of the "Museum Breccia" (Campi Flegrei) and its relevance for the origin of the Campanian Ignimbrite. J. Volcanol. Geotherm. Res., **48**, 223-227.
- LUONGO G., CUBELLIS E., OBRIZZO F. & PETRAZZUOLI S.M. (1991) - *A physical model for the origin of volcanism of the Tyrrhenian margin: the case of the neapolitan area*. J. Volcanol. Geoth. Res, **48**, 173-185.
- LUSTRINO M., MARTURANO A., MORRA V. & RICCI G., (2002). *Volcanological and geochemical features of young pyroclastic levels (<12 ka) in the urban area of Naples (S.Italy)*. Per. Mineral., **71**, 241-253.
- MARIANI M. & PRATO R. (1992) - *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismo-stratigrafico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 519-531.
- MARSELLA E., AIELLO G., ANGELINO A., BRUNO P.P.G., DI FIORE V., GIORDANO F., PELOSI N., SINISCALCHI A., D'ISANTO C. & RUGGIERI S. (2002) - *Shallow geological structures and magnetic anomalies in the Gulf of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy). An integrated analysis of seismic and magnetometric profiles*. Boll. Geof. Teor. Appl., **42** (1/2), 292-297.
- MASTROLORENZO G., PAPPALARDO L., TROISE C., ROSSANO, S., PANIZZA, A. & DE NATALE G. (2006) - *Volcanic hazard assessment at Campi Flegrei caldera*. In: TROISE C., DE NATALE G. & KILBURN C.R.J. (Eds). "Mechanisms of activity and unrest at large calderas". Geological Society, London, Special Publications, **269**, 159-171.
- MELLUSO L., MORRA V., PERROTTA A., SCARPATI C. & ADABBO M. (1995) - *The eruption of the Breccia Museo (Campi Flegrei, Italy): fractional crystallization processes in a shallow, zoned magma chamber and implications for the eruptive dynamics*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **68**, 325-339.
- MIDDLEMOST E.A.K. (1975). *The basalt clan*. Earth Sci. Rev., **11**, 337-364.
- MILIA A. (1998a) - *The influence of volcanism on sequences and system tracts development: examples from the Naples Bay (Italy)*. Proceedings of the SEPM/IAS Research Conference "Strata and sequences on shelves and slopes", September 15-19, 1998, Sicily, Italy.
- MILIA A. (1998b) - *Le unità piroclastiche tardo-quaternarie del Golfo di Napoli*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **21**, 147-153.
- MILIA A. (1998c) - *Stratigrafia, strutture deformative e considerazioni sull'origine delle unità deposizionali oloceniche del Golfo di Pozzuoli*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 777-787.
- MILIA A. (1999a) - *Aggrading and prograding infill of a peri-Tyrrhenian basin (Naples Bay, Italy)*. Geomarine Letters, **19**, 237-244.
- MILIA A. (1999b) - *The geomorphology of the Naples Bay continental shelf*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **22**, 73-88.
- MILIA A. (2000) - *The Dohrn canyon formation: a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf (Eastern Tyrrhenian sea margin, Italy)*. Geomarine Letters, **20** (2), 101-108.
- MILIA A. & GIORDANO F. (2002) - *Holocene stratigraphy and depositional architecture of eastern Pozzuoli Bay (Eastern Tyrrhenian sea margin, Italy): the influence of tectonics and wave-induced currents*. Geomarine Letters, **22**, 42-50.
- MILIA A. & TORRENTE M.M. (1997) - *Evoluzione tettonica della Penisola Sorrentina (margine peritirrenico campano)*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 487-502.
- MONTI L., DONADIO C., PUTIGNANO M.L. & TOCCACELI R.M. (2003) - *Linee guida al Rilevamento geologico subacqueo (scala 1:10.000) - Progetto CARG, REGIONE CAMPANIA* (Ed), 93 pp, Napoli.
- ORSI G., CIVETTA L., D'ANTONIO M., DI GIROLAMO P. & PIOCHI M., (1995). *Step-filling and development of a three-layer magma chamber: the NYT case history*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **67**, 291-312.
- ORSI G., D'ANTONIO M., DE VITA S. & GALLO G., (1992). *The Neapolitan Yellow Tuff, a large-magnitude trachytic phreato-plinian eruption: eruptive dynamics, magma withdrawal and caldera collapse*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **53**, 275-287.

- ORSI G., DE VITA S. & DI VITO M. (1996) - *The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **74**, 179-214.
- ORSI G., DI VITO M.A. & ISAIA R. (2004) - *Volcanic hazard assessment at the restless Campi Flegrei caldera*. Bull. Volcanol., **66**, 514-530.
- ORTOLANI F. & APRILE F. (1985) - *Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, 195-206.
- PABST S., WÖRNER G., CIVETTA L. & TESORO R. (2008) - *Magma chamber evolution prior to the Campanian Ignimbrite and Neapolitan Yellow Tuff eruptions (Campi Flegrei, Italy)*. Bull. Volcanol., **70**, 961-976.
- PAPPALARDO L., CIVETTA L., D'ANTONIO M., DEINO A., DI VITO M., ORSI G., CARANDENTE A., DE VITA S., ISAIA R. & PIOCHI M. (1999) - *Chemical and Sr-isotopic evolution of the Phlegrean magmatic system before the Campanian Ignimbrite and the Neapolitan Yellow Tuff eruptions*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **91**, 141-166.
- PAPPALARDO L., CIVETTA L., DE VITA S., DI VITO M., ORSI G., CARANDENTE A. & FISHER R.V. (2002) - *Timing of magma extraction during the Campanian Ignimbrite eruption (Campi Flegrei Caldera)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **114**, 479-497.
- PASQUARÈ G., ABBATE E. & BOSI C. (1992) - *Carta geologica d'Italia 1:50000 Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni. Serie, III, **1**, 203 pp.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematics relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- PECCERILLO A. (2005) - *Plio-Quaternary volcanism in Italy: Petrology, geochemistry, geodynamics*. Springer, Berlin, 365 pp.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. (1976) - *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey*. Contrib. Mineral. Petrol., **58**, 63-81.
- PENTA F. (1935) - *I materiali da costruzione dell'Italia meridionale. Vol. I - Generalità e Campania*. Fond. Politecnica del Mezzogiorno, 248 pp, Napoli.
- PERES J. M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Extrait du Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume, **31**(47), 137 pp.
- PERROTTA A. (1992) - *Evoluzione vulcanologica dei Campi Flegrei tra 20.000 e 12.000 anni e dinamica dell'eruzione della Breccia Museo*. Unpublished Ph.D. Thesis, Università di Napoli, 103 pp.
- PERROTTA A. & SCARPATI C., (1994) - *The dynamics of Breccia Museo eruption (Campi Flegrei, Italy) and the significance of spatter clasts associated with lithic breccias*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **59**, 335-355.
- PERROTTA A. & SCARPATI C. (2003) - *Volume partition between the plinian and co-ignimbrite air-fall deposits of the CI eruption*. Mineral. Petrol., **79**, 67-78.
- PERROTTA A., SCARPATI C., LUONGO G. & MORRA V. (2006) - *The Campi Flegrei caldera boundary in the city of Naples*. In: DE VIVO B. (Ed) "Volcanism in the Campania Plain: Vesuvius, Campi Flegrei and Ignimbrites". Elsevier, in the series Developments in Volcanology, **9**, 85-96, Amsterdam.
- PERROTTA A., SCARPATI C., LUONGO G. & MORRA V. (2006) - *Stratigraphy and volcanological evolution of the southwestern sector of Campi Flegrei and Procida Island, Italy*. In: GROPPPELLI G. and VIERECK-GOETTE L. (Ed) "Stratigraphy and Geology of Volcanic Areas" Geological Society of America Special Paper 464, 171-191.
- PESCATORE T., DIPLOMATICO G., SENATORE M.R., TRAMUTOLI M. & MIRABILE L. (1984) - *Contributi allo studio del Golfo di Pozzuoli: aspetti stratigrafici e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 133-150.
- POLI S., CHIESA S., GILLOT P.Y., GREGNANIN A. & GUICHARD F. (1987) - *Chemistry versus time in the volcanic complex of Ischia (Gulf of Naples, Italy): evidence of successive magmatic cycles*. Contrib. Mineral. Petrol., **95**, 322-335.
- PUTIGNANO M.L., CINQUE A., LOZEI A. & MOCCHIGIANI CARPANO C. (2009) - *Late Holocene ground movements in the Phlegrean Volcanic District (Southern Italy): new geoarchaeological evidence from the islands of Vivara and Procida*. Méditerranée, **112**, 43-50.
- PUTIGNANO & SCHIATTARELLA (2010) - *Geomorfologia strutturale e domini di frattura dei*

- fondali marini pericostieri dell'Isola di Procida (campi flegrei insulari, Italia meridionale)*. Il Quaternario **23** (2Bis) Volume Speciale, 229-242.
- REGIONE CAMPANIA (2006) - *Piano Regionale Attività Estrattive della Campania*. Disponibile su http://www.sito.regione.campania.it/lavoripubblici/Elaborati_PRAE_2006.
- RICCI G. (2000) - *Il distretto vulcanico dei Campi Flegrei: petrologia e geochimica dei depositi di breccia e dei prodotti piroclastici associati*. Unpublished PhD. Thesis, Università di Napoli., 95 pp.
- RITTMANN A. (1950) - *Sintesi geologica dei Campi Flegrei*. Boll. Soc. Geol. Ital., **69**, 117-128.
- ROMANO P., SANTO A. & VOLTAGGIO M. (1994) - *L'evoluzione morfologica della Pianura del fiume Volturno (Campania) durante il tardo Quaternario (Pleistocene superiore-Olocene)*. Il Quaternario, **7**, 41-56.
- ROSI M. & SBRANA A. (1987) - *The Phlegrean Fields*. C.N.R. Quaderni de "La ricerca scientifica", **114**, **9**, 175 pp.
- ROSI M., SBRANA A. & VEZZOLI L. (1988) - *Stratigrafia delle isole di Procida e Vivara*. Boll. GNV, **4**, 500-525.
- ROSI M., VEZZOLI L., ALEOTTI P. & DE CENSI M. (1996) - *Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegrean Fields, Italy*. Bull. Volcanol., **57**, 541-554.
- RUGGIERI S., AIELLO G. & MARSELLA E. (2007) - *Integrated marine geophysical data interpretation of the Naples Bay continental slope (southern Tyrrhenian sea, Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **48** (1), 1-24.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 232-237.
- SCANDONE R. (1979) - *Origin of Tyrrhenian sea and Calabrian arc*. Boll. Soc. Geol. Ital., **98**, 27-34.
- SCANDONE R., BELLUCCI F., LIRER L. & ROLANDI G. (1991) - *The structure of the Campanian Plain and the activity of the Neapolitan volcanoes (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **48**, 1-31.
- SCARPATI C., COLE P., PERROTTA A. (1993) - *The Neapolitan Yellow Tuff – A large volume multiphase eruption from Campi Flegrei, Southern Italy*. Bull. Volcanol., **55**, 343-356.
- SECOMANDI M., PAOLETTI V., AIELLO G., FEDI M., MARSELLA E., RUGGIERI S., D'ARGENIO B. & RAPOLLA A. (2003) - *Analysis of the magnetic anomaly field of the volcanic district of the Bay of Naples, Italy*. Marine Geophys. Res., **24**, 207-221.
- SEGRE A.G. (1972) - *La carta batimetrica n. 1256 del Golfo di Pozzuoli*. Istituto Idrografico della Marina, Genova, F.C. **1053**, 12, Genova.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1971) - *Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 - Foglio n. 184 Napoli - II Edizione*, Roma.
- SINISCALCHI A., ANGELINO A., RUGGIERI S., AIELLO G., MARSELLA E. & SACCHI M. (2002) - *High resolution magnetic anomaly map of the Bay of Naples (Southern Tyrrhenian sea, Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., **42**, 99-104.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian basin*. Geomarine Letters, **7**, 1-6.
- VEZZOLI L. (1988) - *Island of Ischia*. C.N.R. Quaderni de "La ricerca scientifica", **114**, **10**, 134 pp.
- WALTHER J. (1886) - *I Vulcani sottomarini del Golfo di Napoli*. Boll. Com. Geol. Ital., **17**, 360-369.
- WENINGER B., JÖRIS O. & DANZEGLOCKE U. (2008) - *CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package*. <http://www.calpal.de>.

EXTENDED ABSTRACT

An up-to-date stratigraphy of Procida Island and the marine sectors of the Gulf of Naples are here after reported as an illustration of a new geological map.

The geological field survey of the emerged area, mostly volcanic in nature, was carried out at a 1:5.000 scale. Furthermore, a detailed stratigraphic analysis of over twenty measured vertical sections was performed at a 1:10 scale.

Criteria used to define stratigraphy and to map rock units in this volcanic area are based both on the classic lithostratigraphic reconnaissance and on the Unconformity Bounded Units (UBU, CHANG, 1975; SALVADOR, 1987). Where it is not possible to map the single lithostratigraphic units, they are grouped together in a group. In the field survey eruptive units that represent the product of single eruptions have been identified. Eruptive units are defined as a volcanic rock or a succession of them bounded by paleosols or erosional surfaces indicating a significant break in the volcanic activity. Eruptive units in turn are grouped into the lithostratigraphic assemblages outlined on the geological map. In this way a single formational unit is composed of one or more eruptive units. We use lithosomes as informal stratigraphic units in order to evidence volcanic centres that are still morphologically recognizable (PASQUARÈ *et alii*, 1992). Several unconformities can be found in the volcanic successions as a consequence of the episodic nature of the eruptive events. They have different space and time significance, and are related to volcanic activity, volcano-tectonic events or volcanoclastics reworking processes, where the areal extent of the related unconformities is the most significant criterion to be used for mapping. Unconformities (angular unconformities or paraconformities) have enabled the introduction of two major unconformity bounded stratigraphic units (UBSU), the Rifugio di S. Nicola and the Vesuvian-Phlegrean synthem. Numerous detailed stratigraphic sections have been logged along the cliffs of Procida, where the products related to the oldest Campi Flegrei eruptions outcrop, and well-exposed vertical sections are recognizable. The general stratigraphy is synthesized in several composite stratigraphic columns that are correlated on the basis of their lithostratigraphic and eruptive units.

The complex volcanic history of this area is characterized by the superposition of minor effusive, main explosive and some reworked volcanic products, together with the presence of monogenetic volcanoes (PERROTTA *et alii*, 2010).

The stratigraphic relationships between autochthonous volcanic products and pyroclastic products erupted from different source areas (e.g., Ischia Island) are taken into account. The volcanological evolution of this area is the result of constructive time intervals, during which volcanic products were emplaced in a short time span, and reworking stages, which are characterised by erosion in marine and subaerial realms.

The ancient volcanism is represented by scattered evidences, normally with no overlapping among them. Conversely, numerous tephra erupted from “continental” sectors of Campi Flegrei and Ischia Island in different times are widely distributed and form widespread marker horizons. In the study area, a diffusely occurring deposit that consists of horizons of lithic breccias and welded coarse spatter closely related to a gas-pipe rich ash and pumice flow beds crops out along the margins of Campi Flegrei (“Breccia Museo” *Auct.*). It has an $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ average age of 39 ka (RICCI *et alii*, 2000; DE VIVO *et alii*, 2001; FEDELE *et alii*, 2008) and is associated to the Campania Ignimbrite eruption. This caldera-forming deposit is the Tufo Grigio Campano (Campanian Ignimbrite) formation.

Marine area

The submerged area illustrated in the geological map has been investigated through indirect and direct methods. The basic cartography of the sea bottom has been carried out both at the scale 1:25.000 and 1:10.000 through Multibeam bathymetric surveys (ELAC MK2). During the acquisition also the Chirp Subbottom profiler system has been used in order to calibrate the morpho-structures occurring at the sea bottom. The acquisition of nearshore Multibeam bathymetry have been realised using the RESON Seabat 8125 Multibeam system. The ecographic surveys have been carried out through the DF1000 Sidescan Sonar system or, alternatively, through the Sidescan Sonar option of RESON Seabat 8125 Multibeam system, allowing for a total coverage of the investigated marine belt. A grid of multichannel (Airgun seismic source) seismic reflection profiles has been also used both for a characterization of the sub-bottom and for a reconstruction of the stratigraphic and structural setting of the Naples Bay at an intermediate and deep scale. Moreover, a densely-spaced grid of Watergun multichannel seismic reflection profiles has been recorded for the stratigraphic and structural reconstruction at a shallow scale. Sub-bottom Chirp and magnetometric profiles have been recorded on the same navigation lines of multichannel seismics.

Underwater geological surveys at the scale 1:10.000 have been carried out up to the -30 m water depth, for a detailed mapping of the volcanic units cropping out along the emerged coastal cliffs of the submerged coastal belt. The underwater geological survey has contributed to a better knowledge of the distribution of the volcanic units and to evidence morpho-stratigraphic and relevant morpho-structural aspects. During the surveys samples both of the mobile sea bottoms and of the rocky substratum have been collected and grain-size and geochemical analyses have been respectively carried out on them.

Under the -30 m of water depth samples have been drawn both through box-corer and Shipek Bucket, while the stratigraphy of the immediate sub-bottom has been studied through gravity and/or piston coring. The outcrops of rocky bodies have been sampled by dredging. The grain size analyses of unwelded samples have been carried out according FOLK (1954).

The seismo-stratigraphic analysis has allowed for the distinction of the main seismic units which, in the Naples Bay, are both of volcanic and sedimentary nature, and are separated by tectonic and/or eustatic regional unconformities. The seismic units constitute depositional sequences separated by Type 1 or Type 2 unconformities, or by local unconformities, mainly at the top of relic volcanic edifices or volcanic seismic units. The Naples Bay is crossed by two main NE-SW (anti-Apenninic) lineaments: the Phlegrean Fields-Ischia fault and the Capri-Sorrento Peninsula fault. In correspondence to these faults strong downthrows of the Meso-Cenozoic sequences, mainly carbonatic in nature and representing the acoustic basement, have been observed. The volcanic activity played a relevant role in this region during the Quaternary, significantly controlling the stratigraphic architecture of the sedimentary basins. This architecture is depicted by the multichannel seismic profile reported also on the layout of the geological map (acquisition by Geomare Sud, CNR, Naples).

The sedimentary basin filling, composed of seismic sequences separated by regional unconformities, overlies the acoustic basement correlated to the Meso-Cenozoic carbonates, widely cropping out onshore in the Sorrento Peninsula and in the Capri island. Two relic prograding wedges, probably Pleistocene in age, have been recognised. The basal one, unconformably overlying the acoustic basement is tectonically dislocated, together with the acoustic basement. A transgressive onlapping unit is moreover interposed between the two wedges.

A Late Quaternary depositional sequence has been individuated at the top of the Pleistocene remnant marine units. The basal deposits of this sequence are represented by relic littoral sediments (Lowstand Systems Tract- **LST**) which form coastal prisms overlying the shelf margin progradations. They occur both as small prograding wedges on the continental shelf and/or on the flanks of the buried volcanic edifices or as fillings of intra-basinal depressions. The **LST** deposits grades laterally, in facies heterogeneity, into the volcanic deposits of the Ischia and Procida offshore. This **LST** unit has given origin to relic morphologies, located in proximity of the present-day shelf break and in correspondence to the Dohrn canyon eastern branch, cropping out at the sea bottom below a thin drape of Holocene deposits.

The deposits of the Transgressive System Tract (**TST**) have been outlined on the base of seismic lines and form wedge-shaped accumulations characterised by a mounded external morphology and by an acoustically-transparent seismic facies. They crop out at the sea bottom and show a sub-circular shape in plan view, and are located on the outer shelf surrounding the Naples town.

The main stratigraphic units cropping out at the sea bottom belong to the Highstand Systems Tract (**HST**). In the latter one, the space and time evolution and the lateral and vertical migration of the marine continental shelf (coastal and slope depositional environments) during the Holocene have been recognised. The lithofacies associations, whose grouping form

depositional systems (portions of systems tract) have been mapped. They show relationship with the morpho-structural lineaments recognised through the geological interpretation of the geophysical data and the evolutive dynamics of the sedimentary environments. The littoral and inner shelf proximal deposits have been recognized in the underwater surveys, which have allowed to evidence their peculiar stratigraphic-sedimentologic characteristics.

